



# Tectonique et minéralisations aurifères dans les formations birimiennes de Frandi-Boboti, boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal

Moussa Dabo

## ► To cite this version:

Moussa Dabo. Tectonique et minéralisations aurifères dans les formations birimiennes de Frandi-Boboti, boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal. Tectonique. Université Rennes 1, 2011. Français. NNT : . tel-00990789

**HAL Id: tel-00990789**

**<https://theses.hal.science/tel-00990789>**

Submitted on 14 May 2014

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1**  
*sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne*

pour le grade de  
**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1**

*Mention : Sciences de la Terre*

**Ecole doctorale Sciences de la Matière**

présentée par

**Moussa DABO**

préparée à l'unité de recherche URM 6118 CNRS  
Géosciences Rennes  
U.F.R. Structure et Propriétés de la Matière

---

**Tectonique et  
minéralisations  
aurifères dans les  
formations  
birimiennes de  
Frandi-Boboti,  
boutonnière de  
Kédougou-Kéniéba,  
Sénégal**

**Thèse soutenue à Dakar  
le 04 juin 2011**

devant le jury composé de :

**Jean VAN DEN DRIESSCHE,**  
Université de Rennes 1 / *président*

**Anne NEDELEC,**  
Université Paul Sabatier, Toulouse / *rapporteur*

**Martin LOMPO,**  
Université de Ouagadougou / *rapporteur*

**Mamadou Fall,**  
F.S.T.-U.C.A.D. / *examineur*

**Edmond DIOH,**  
I.F.A.N.-U.C.A.D. / *examineur*

**Dinna Pathé DIALLO,**  
F.S.T.-U.C.A.D. / *examineur*

**Tahar AÏFA,**  
Université de Rennes 1 / *directeur de thèse*

**Papa Malick NGOM,**  
F.S.T.-U.C.A.D. / *co-directeur de thèse*

**Mamadou GUEYE,**  
I.S.T.-U.C.A.D. / *Invité*



## **DÉDICACES**

Je dédie ce travail :

A mon Père et ma Mère

A Mon Épouse M. Ndir et ma fille Aminata et sa marraine A. Dabo

A tous mes Frères et Sœurs

A mes tantes Noguoye Diop, Sokhna Diop, Amy Diop et Coumba Diop

A mes Cousins et Cousines

A mes Nièces

A mes Neveux

A mes Beaux parents

Aux familles Diallo ; Sène Guérigne et Thiaroye ; Cissokho de Dakar et Bakel ;

Ndir, Guèye et Daffé de Dakar ; Diarra de Guérigne et Pikine ; Talla de

Guédiawaye ; Dème de Pikine ; Diouf de Grand Yoff ; Goundiame, Badji,

Diémé, Sané, Mané, Bampoky et Sonko de Ziguinchor ; Aïfa de Rennes.

A mes Amis.



## REMERCIEMENTS

Pour ne pas m'étendre sur cet avant propos, il serait illusoire de penser pouvoir remercier, sans oublier, toutes les personnes qui ont contribué, consciemment ou non, à la réalisation de ce travail. Tous ces acteurs, même ceux dont le nom ne figure pas dans la suite parce que leur indispensable contribution est plus modeste, savent déjà à quel point je leur suis reconnaissant.

Au départ, ma reconnaissance et ma profonde gratitude à mon Directeur de thèse **Papa Malick NGOM**, Maître de conférences au Département de Géologie pour sa bienveillance à tous égards. J'ai beaucoup apprécié sa loyauté, son dynamisme, la clarté de ses idées et sa rigueur à la recherche. Ses conseils, sa disponibilité et son esprit d'ouverture m'ont été d'un apport considérable pendant les moments les plus difficiles. Il a participé sans réserve au suivi de mon dossier du CAMES à Dakar. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance et de mes sincères remerciements.

Un très grand merci à **Tahar AÏFA**, Géosciences Rennes, mon Directeur de thèse à Rennes. Il m'a bien accueilli dans son laboratoire à Rennes. J'ai beaucoup apprécié nos discussions géologiques, ses conseils, sa rigueur pour la perfection et autres. Il a beaucoup contribué à la réalisation de ce travail. Il faut dire que Tahar m'a beaucoup soutenu et encouragé dans mes travaux et durant mon séjour à Rennes. Il m'a associé et accompagné à plusieurs excursions de terrain en Bretagne et m'a régulièrement invité chez lui où ailleurs avec sa famille. Je tiens à remercier au passage Mme **AÏFA** et ses enfants pour leur hospitalité et pour les délicieux repas qu'ils m'ont toujours gratifiés.

Un très grand merci à l'endroit du Professeur **Jean VAN DEN DRIESSCHE**, Directeur adjoint de Géosciences Rennes, qui m'a fait l'honneur de présider le jury. Il a déjà participé au jury de ma soutenance à mi-parcours. Ses conseils et encouragements ainsi que la clarté de ses idées sur la géologie structurale, font de lui incontestablement la personne la mieux indiquée pour présider cette soutenance.

Mes remerciements vont aux Professeurs **Anne NEDELEC** (Université Paul Sabatier de Toulouse) et **Martin LOMPO** (Université de Ouagadoudou) pour avoir accepté de rapporter ce travail.

Il m'est agréable de manifester ma profonde gratitude à **Mamadou Fall**, Maître de conférences au Département de Géologie de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar pour ses conseils et encouragements. Je le remercie également d'avoir accepté de juger ce travail malgré ses multiples occupations.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance et mes remerciements sincères à :

- Monsieur **Dinna Pathé DIALLO**, Maître de conférences au Département de Géologie pour sa disponibilité, ses conseils et encouragements. Je le remercie également de m'avoir fait l'honneur de participer au jury ;

- Monsieur **Mamadou GUEYE**, Docteur Ingénieur et Enseignant-chercheur à l'Institut des Sciences de Terre (I.S.T.) de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, qui m'a fait profiter de ses compétences en géologie structurale. Ses conseils et orientations ont largement contribué à améliorer ma compréhension de la géologie du Sénégal oriental ;

- Monsieur **Edmond DIOH**, Maître de conférences à l'Institut Fondamental d'Afrique Noire (I.F.A.N.) pour ses conseils et encouragements mais également pour avoir accepté de juger ce travail.

Ma profonde gratitude et mes remerciements à **Pierre JEGOUZO**, Géosciences Rennes, pour ses conseils et ses suggestions sur le travail. Je le remercie aussi pour m'avoir gratifié d'une impressionnante bibliographie géologique et d'excursions dans la région de Bretagne.

Sincères remerciements au Directeur de **Randgold Resources** Sénégal, David **Mbaye** et à tout son personnel (Ingénieurs, Techniciens, Chef d'équipes, Chauffeurs, Cuisiniers et Manœuvres) pour leur hospitalité et leur disponibilité. J'ai beaucoup apprécié la compagnie de terrain des Ingénieurs (**Koné, Diarra, Diène, Coulibaly, Aïdara**) et de **Bambo** qui ont facilité mes travaux de cartographie.

Je remercie Sérigne **Faye**, Chef de Département de Géologie sortant, pour ses conseils et son implication personnelle dans la prise en charge de mes travaux de terrain au Sénégal et des mes déplacements à Rennes.

Mes échantillons ont été sciés et moulus grâce à la collaboration du Directeur du laboratoire de la Direction de la Géologie et de Mines de Dakar (Mr. **Thiom**) et de son personnel, particulièrement Mr. **Cissé** et son jeune équipe.

J'adresse aussi mes remerciements à tous mes **collègues** du Département de Géologie et de la Faculté des Sciences et Techniques de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar.

Parce que l'ambiance du labo est cruciale dans le travail d'un Enseignant-chercheur, je remercie mes Frères et compagnons du Labo de Dakar, Samba **Cissokho** (et sa petite famille), Mahamdane **Diène**, Abdoulaye **Diallo**, Ablaye **Ndiaye**, Adrien **Gozo**, **Timonté**, Olivier **Essouly**, Famara **Diatta**, Kader **Fofana**, Baba **Sarr**, Moustapha **Diène**, Ada **Ndiaye**, Mathar **Ndiaye**, M. **Diaw**, B. **Fall** ....pour leur collaboration sans faille et leur disponibilité instantanée.

Je remercie l'ensemble du personnel administratif et technique de la Faculté des Sciences et Techniques. Mention spéciale au Secrétariat du Département de Géologie : Mme **Guèye**, Mme **Ndiaye** et **Maguette** pour leur disponibilité à mes sollicitations sans cesse. Merci à Babacar **Diop**, Mme **Diop**, Moussa **Sow**, Galla **Diagne**, Sidy **Dia**, **Bodian**, **Ndour**.

Je remercie le Directeur et tout le personnel de **Géosciences Rennes**, particulièrement Xavier **Lecoz**, Annick **Vitaline**, Isabelle **Dubigeon**, Peter **Cobbold**, Olivier **Dauteuil**, Annick **Battais**, Cécile **Dalibard-Raout**, Eddie **Gaudin**, Abdelkhaleq **Afiri**, Laure **Bonnevale**, Claudine **Malfilatre** et les Thésards du **Bureau 127**.

Je ne saurai terminer sans remercier les responsables du **Musée Royal d'Afrique Centrale** de Tervuren (Belgique) et M. **Jessel** (Univ. Toulouse), J.P. **Liègeois** (Univ. Bruxelles).

A tous mes amis et camarades de promotion des Sciences Naturelles en particuliers Daouda **Thiandoum** et famille, M. Saliou **Diallo** et famille, Insa **Fall** et son épouse Diariatou **Thiam** pour leurs amabilités.

Parce qu'aucune liste ne saurait être exhaustive... Parce que les mots ne sauraient traduire avec justesse mes sentiments... Et enfin, parce que je ne suis pas très doué pour ce genre de gymnastique....Merci à tous.

## Résumé

Le secteur d'étude comprend un ensemble sédimentaire de base ( $B_1$ ), recoupé par un complexe hypo-volcanique et volcanique ( $B_2$ ) puis par un complexe plutonique intrusif. Des sédiments détritiques et un volcanisme tardi- à post-birimien se mettent en place ultérieurement. Ces formations sont affectées par la tectonique éburnéenne comprenant trois phases: (1)  $D_1$  compressive affectant les sédiments du Birimien inférieur  $B_1$ ; (2)  $D_2$  comprenant trois stades : compression ( $D_{2a}$ ), transpression senestre ( $D_{2b}$ ) et chevauchement ( $D_{2c}$ ); (3)  $D_3$  transtensive dextre. La direction de contrainte principale de la déformation évolue en rotation anti-horaire entre les phases de déformation  $D_1$  et  $D_3$ . Les différentes phases compressives sont séparées par des phases extensives avec émissions volcaniques et dépôts sédimentaires.

Trois phases de minéralisations aurifères ont été identifiées. La première, ante- $D_1$ , souvent diffuse à stratiforme, est localisée dans les sédiments de l'ensemble inférieur. La seconde, en relation avec l'événement tectono-magmatique  $D_2$ , donne un stockwerk silico-carbonaté et sulfuré localisé dans les fentes de tension, les veines  $V_2$  et les "shear zones". La troisième phase serait contrôlée par l'événement tectono-magmatique  $D_3$  avec une paragenèse à quartz et pyrite dans les veines  $V_3$ . Le fait que la minéralisation aurifère intervienne essentiellement dans les veines et les "shear zones" orientées  $\sim N20^\circ$  suggère qu'une activité tectono-magmatique post-birimienne aurait exercé un rôle important dans la remobilisation de l'or dans ces structures.

*Mots clés* : Sénégal, Précambrien, Tectonique, Schistosité, Veines, Métallogénie.

## Abstract

The lithological setting of the study area consists of lower Birimian sedimentary rocks ( $B_1$ ), cross-cut both by a volcanic and subvolcanic complex ( $B_2$ ) and a plutonic intrusive complex. Late to post-Birimian silico-clastic sedimentary and volcanic rocks took place later. These Birimian rocks are affected by the Eburnean polyphased tectonics composed of the following phases: (1)  $D_1$  compression that affected the lower sedimentary formations  $B_1$ ; (2)  $D_2$  composed of three stages:  $D_{2a}$  compression,  $D_{2b}$  sinistral transpression and  $D_{2c}$  thrusting; (3)  $D_3$  dextral transtension. An anti-clockwise rotation of the main stress direction is produced between  $D_1$  and  $D_3$  phases. These Eburnean tectonic phases are separated by extensional tectonic events associated with volcanic flows and sedimentary deposits.

Three gold mineralization phases were identified. An ante- $D_1$  primary phase, located in the sediments of the lower unit, is often disseminated and stratiform. The second phase, in relationship with  $D_2$  tectono-magmatic event, produces a silico-carbonated and sulphurized stockwerk, located in tension gashes,  $V_2$  veins and shear zones. The third phase would be associated to the late  $D_3$  tectono-magmatic event, with a paragenesis of quartz and pyrite, concentrated in the  $V_3$  veins. Mineralization is more frequent in the  $\sim N20^\circ$  oriented silico-carbonated veins and shear zones, suggesting that a post-Birimian tectono-magmatic event would have probably played an important role in the remobilisation of gold along these structures.

*Keywords*: Sénégal, Precambrian, Tectonic, Schistosity, Veins, Metallogeny.

## CHAPITRE I: CADRE DE L'ÉTUDE ET CONTEXTE GÉNÉRAL

I- LE CRATON OUEST AFRICAIN	9
1.1- Le socle	10
1.2- La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque	10
1.3- Le bassin côtier Sénégal-mauritanien	11
1.4- Les zones mobiles du Craton Ouest africain	12
1.5- Les zones mobiles du Sénégal	12
1.5.1- La série de la Falémé	13
1.5.2- La série de Youkounkou	14
1.5.3- La série de Bakel	14
1.5.4- La série des Bassaris	15
1.5.5- La série de Koulountou	18
II- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DU CRATON OUEST AFRICAIN	19
III- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU- KÉNIÉBA : LITHOLOGIE, GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE	20
3.1- Le Supergroupe de Mako	21
3.1.1- Les formations birimiennes du Supergroupe de Mako	21
3.1.2- Les intrusions plutoniques du Supergroupe de Mako	23
3.1.3- Géochronologie	24
3.1.4- Géochimie	24
3.2- Le Supergroupe de Dialé-Daléma	26
3.2.1- L'ensemble sédimentaire	26
3.2.2- Le complexe volcanique et hypovolcanique	26
3.2.3- Le complexe plutonique	27
3.2.4- Géochimie et géochronologie	28
3.2.5- Manifestations post-magmatiques	29
IV- VOLCANISME POST-BIRIMIEN DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU- KÉNIÉBA	30
V- TECTONIQUE ÉBURNÉENNE	31
5.1- Tectonique éburnéenne du Craton Ouest africain	32
5.2- Tectonique éburnéenne de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba	33
VI- LES MINÉRALISATIONS	33
6.1- Les minéralisations aurifères du Craton Ouest africain	33

6.2- Les minéralisations aurifères de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba	34
6.3- Autres minéralisations de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba: le Fer de la Falémé	37
VII- LES MODÉLES GÉODYNAMIQUES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA	40
VIII- GEOPHYSIQUE	40
IX- CADRE, PROBLÉMATIQUE, OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE	42
9.1. Cadre de l'étude	42
9.2- Problématique	43
9.3- Objectifs	43
9.4- Méthodologie	43
9.5- Matériel	43
<b>CHAPITRE II : LITHOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DU BASSIN DE FRANDI-BOBOTI</b>	
I- LITHOLOGIE	47
1.1- Les roches sédimentaires	49
1.1.1- Les pélites	49
1.1.2- Les grès	49
1.1.3- Les quartzites	50
1.1.4- Les grauwackes	50
1.1.5- Les carbonates	52
1.1.6- Les conglomérats	52
1.2- Les roches magmatiques	54
1.2.1- Les roches volcaniques	54
1.2.2- Les roches filoniennes	56
1.2.3- Les roches plutoniques	58
1.3- Les collines de fer	58
II- PETROGRAPHIE	58
2.1- L'ensemble sédimentaire	58
2.1.1- Les pélites	58
2.1.2- Les grauwackes	61
2.1.3- Les grès tourmalinisés	63

2.1.4- Les quartzites	63
2.1.5- Les carbonates	65
2.1.6- Les conglomérats	65
2.1.7- Les brèches pélitiques	65
2.1.8- Les poudings	66
2.2- Les roches magmatiques	66
2.2.1- Les roches volcaniques	66
2.2.2- Les roches filoniennes	70
2.2.3- Les roches plutoniques	72
2.3- Les filons doléritiques post-birimien	74
2.4- Conclusion	76
<b>CHAPITRE III : ARCHITECTURE GÉNÉRALE DU SECTEUR DE FRANDI-BOBOTI</b>	
<b>I- ÉTUDE DE COUPES GÉOLOGIQUES</b>	<b>79</b>
1.1- Coupe A-B de Moussala	79
1.2- Coupe C-D de Kolia-Frandi	81
1.3- Coupe E-F de Madina	83
1.4- Coupe G-H de Linguéya	83
1.5- Coupe I-J de Foukhola	84
1.6- Coupe K-L de Boboti	84
1.7- Conclusion et synthèse sur les coupes et la lithologie	87
<b>II- ANALYSE DE LA DÉFORMATION FINIE</b>	<b>88</b>
2.1- Principe des méthodes utilisées	88
2.1.1- Calcul des rapports axiaux	88
2.1.2- La méthode des pentes	88
2.2- Résultats	89
2.3- Conclusion préliminaire	93
<b>III- ÉTUDE DES LINÉAMENTS</b>	<b>95</b>
3.1- Les linéaments satellitaires	95
3.1.1- Traitement des images satellites	95
3.1.2- Analyses des images satellites	97
3.1.2.1- Analyse supervisée des structures géologiques	97
3.1.2.2- Analyse non supervisée des structures géologiques	98



---

3.1.3- Conclusion	102
3.2- Les linéaments géophysiques	104
3.3- La fracturation	105
3.4- Conclusion	110
IV- ANALYSE DES DIFFERENTES STRUCTURES	111
4.1- Les structures sédimentaires	111
4.1.1- Stratification	111
4.1.2- Plis et failles syn-sédimentaires	111
4.2- Les structures tectoniques	114
4.2.1- Les structures de la première déformation éburnéenne (D <sub>1</sub> )	114
4.2.1.1- La schistosité S <sub>1</sub>	114
4.2.1.1- Les plis P <sub>1</sub>	114
4.2.2- Les structures de la seconde déformation éburnéenne (D <sub>2</sub> )	116
4.2.2.1- La schistosité S <sub>2</sub>	116
4.2.2.2- Les boudinages et les linéations	118
4.2.2.3- Les plis	118
4.2.2.4- Structures en dôme et bassin	120
4.2.2.5- Les zones de cisaillement associées à la D <sub>2</sub>	120
4.2.2.6- Les chevauchements	123
4.2.2.7- Quelques exemples de zones de cisaillement	125
4.2.2.8- Conclusion préliminaire	126
4.2.3- Les structures de la troisième déformation éburnéenne (D <sub>3</sub> )	128
4.2.3.1- La schistosité S <sub>3</sub>	128
4.2.3.2- Les plis P <sub>3</sub>	128
4.2.3.3- Les zones de cisaillement associées à la D <sub>3</sub>	128
4.2.3.4 - Conclusion et discussion	134
4.2.4- Comparaison entre fractures et schistosités	134
4.2.5- Analyse des contraintes de la déformation	136
4.2.6- Conclusion	139

**CHAPITRE IV : RELATIONS ENTRE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME :  
ESTIMATION DES CONDITIONS THERMIQUES DE LA  
DÉFORMATION PAR L'ANALYSE DES STRUCTURES  
INTRACRISTALLINES**

I- DÉFORMATION INTRACRISTALLINE DANS LES ZONES DE CISAILLEMENT	145
I.1- En bordure de zones de cisaillement	146
1.2- Au cœur des zones de cisaillement	149
II- DÉFORMATION INTRACRISTALLINE HORS DES ZONES DE CISAILLEMENT	155
III- CONCLUSION	157

## **CHAPITRE V : LES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DU SECTEUR DE FANDI-BOBOTI**

I- LES VEINES ASSOCIÉES À LA DÉFORMATION	161
II- LES PARAGENÈSES MINÉRALES	164
2.1- L'ensemble sédimentaire	164
2.2- L'ensemble magmatique	169
III- DISCUSSION SUR L'ORIGINE DE LA MINÉRALISATION	174
3.1- La première paragenèse	174
3.2- La seconde paragenèse	177
3.3- La troisième paragenèse	179
V- CONCLUSION SUR LA MINÉRALISATION	180

## **CHAPITRE VI : CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES**

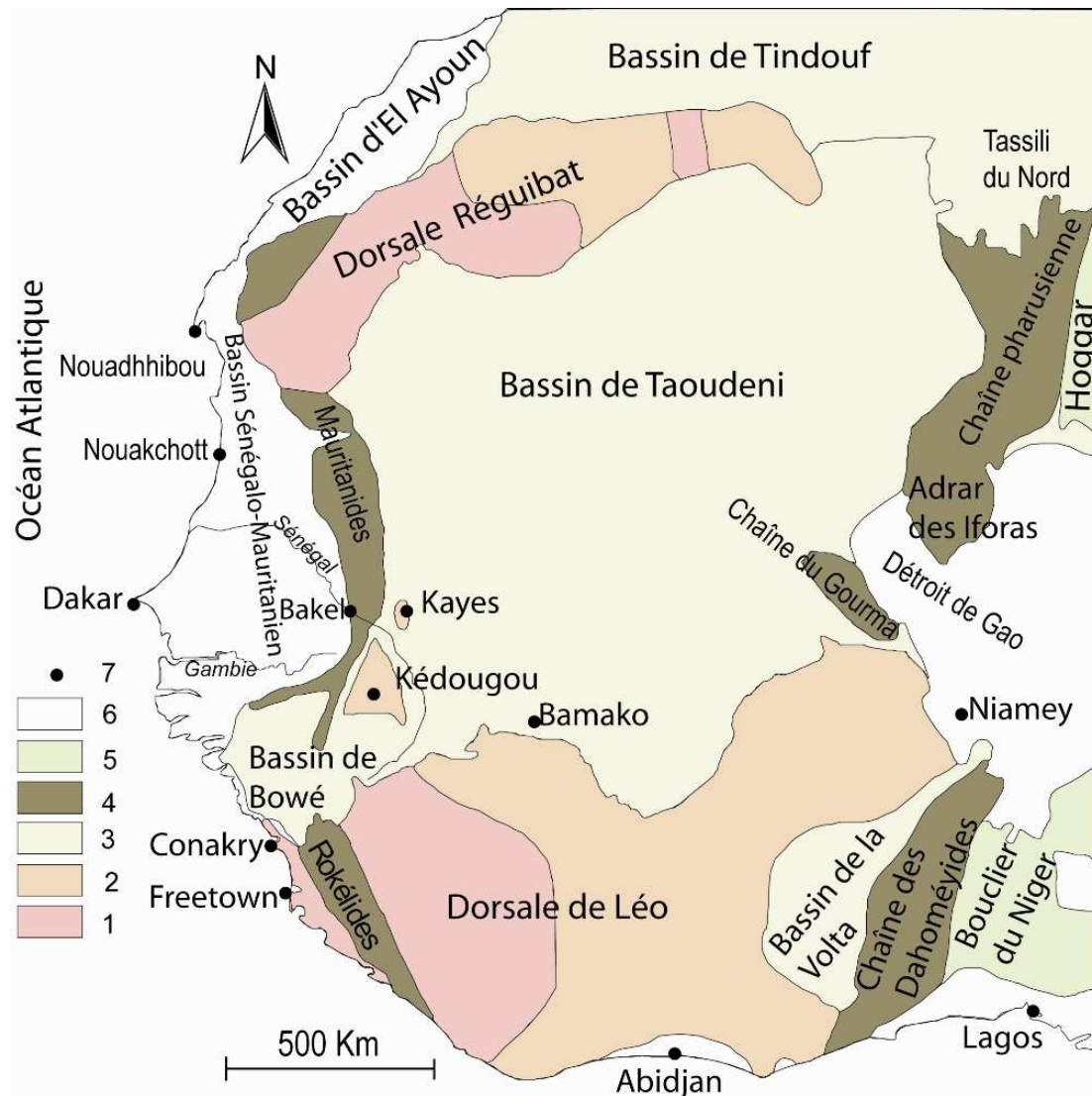
I- CONCLUSION GÉNÉRALE	183
II- PERSPECTIVES	189
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	193
ANNEXE 1- Tableau des résultats de l'analyse de la déformation finie	209
ANNEXE 2- Listes des figures et tableaux	213
ANNEXE 3- Travaux supplémentaires	227
ANNEXE 4- Cadre administratif	286

**CHAPITRE I :**  
**CADRE DE L'ÉTUDE ET**  
**CONTEXTE GÉNÉRAL**

## CHAPITRE I : CADRE DE L'ÉTUDE ET CONTEXTE GÉNÉRAL

### I- LE CRATON OUEST AFRICAIN

L'Afrique de l'Ouest est constituée d'un socle granité et métamorphisé, stabilisé définitivement vers 1700 Ma (Rocci, 1965): le Craton Ouest africain (COA). Celui-ci est surmonté d'une couverture sédimentaire horizontale, d'âge précambrien supérieur à carbonifère et s'entoure de zones mobiles liées aux orogénèses panafricaine à l'Est, panafricaine et hercynienne à l'Ouest. Des bassins sédimentaires d'âge mésozoïque à cénozoïque sont discordants sur les zones mobiles et sur le craton (figure 1.1).



**Figure 1.1 :** Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (d'après Trompette 1973, modifiée). 1 : Archéen ; 2 : Birimien ; 3 : Bassins paléozoïques englobant localement le Précambrien supérieur ; 4 : Zones mobiles ; 5 : Terrains post-néoprotérozoïques ; 6 : Terrains post-paléozoïques ; 7 : villes.

## I.1- Le socle

Le socle du COA affleure dans les dorsales Réguibat et de Léo, respectivement au Nord et au Sud, ainsi que dans les boutonnières de Kédougou-Kéniéba et de Kayes au centre. Chaque dorsale est constituée de formations d'âge paléoprotérozoïque (birimien) à l'Est et archéen à l'Ouest, séparées en général par des contacts tectoniques majeurs. Les boutonnières, sont constituées uniquement de formations d'âge paléoprotérozoïque.

Les formations archéennes sont affectées par l'orogénèse léonienne, datée entre 2,9 et 2,7 Ga (Barrère, 1967 ; Vachette et al., 1973 ; Beckinsale et al., 1980), puis par l'orogénèse libérienne datée entre 2,7 et 2,5 Ga (Barrère, 1967 ; Vachette et al., 1973 ; Camil et al., 1984). Les formations birimiennes ou paléoprotérozoïques sont affectées par l'orogénèse éburnéenne intervenant entre 2,3 et 2,0 Ga (Bassot et al., 1963, 1983 ; Feybesse et al., 1989 ; Liégeois et al., 1991).

## I.2- La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque

La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque du COA est formée essentiellement par les bassins de Tindouf au Nord, de Taoudéni au Centre et de Bové au Sud. Son épaisseur totale ne dépasse pas 6000 m. Ces formations sédimentaires ont été bien caractérisées à plusieurs endroits de la région Ouest africaine (Villeneuve, 2006). Dans l'Adrar en Mauritanie, Trompette (1973) a établi une séquence lithostratigraphique de référence avec quatre Supergroupes séparés par des discordances. Le Supergroupe I est constitué essentiellement de sédiments détritiques avec des niveaux à stromatolithes (Bertrand-Sarfati, 1972). Son âge est compris entre  $998 \pm 34$  Ma et  $620 \pm 50$  Ma (Clauer et al., 1982).

Le Supergroupe II débute par la triade fini-précambrienne composée de tillites (Deynoux, 1980 ; Boudzoumou, sous presse), de carbonates à barytine et de silexites ou d'argilites rouges qui reposent en discordance sur le Supergroupe I ou sur le socle. Cette triade est surmontée par des schistes verts flyschoides datés à  $595 \pm 45$  Ma (Clauer et al., 1982) et des grès localement fossilifères.

Le Supergroupe III est essentiellement gréseux, il débute par la tillite fini-ordovicienne encore appelée tillite supérieure. Celle-ci est surmontée par des schistes à graptolites siluriens (Drot et Lecorché, 1971 ; Crévola et al., 1974 ; Drot et al., 1979).

Le Supergroupe IV est essentiellement composé de grès et de carbonates d'âge dévonien, qui reposent en discordance de ravinement sur les schistes du Supergroupe III. Le Carbonifère a été reconnu uniquement au Mali, à l'Est du bassin de Taoudéni, où son épaisseur avoisine 600 m.

Au Sénégal oriental, la couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque est constituée par des sédiments non plissés du bassin de Madina Kouta (Sud de Kédougou). Les travaux de Bassot (1966), Villeneuve (1984), Culver (1991, 1994) et Culver et Hunt (1991) subdivisent ces formations sédimentaires en deux Supergroupes séparés par la tillite éocambrienne datée en Mauritanie entre 630 et 610 Ma (Le Métour et al., 2004).

*Le Supergroupe de Ségou-Madina Kouta*, épais d'environ 1000 m avec des sédiments d'âge néoprotérozoïque, postérieur à 1020 Ma (Bassot et al., 1963), comprend les groupes de Ségou et de Madina Kouta.

Le groupe de Ségou discordant sur le socle, comprend de bas en haut : (1) la formation de Pélel constituée de conglomérats et siltites calcaires à intercalations gréseuses ; (2) la formation de Dindéfello formée de grès à lits silteux.

Le groupe de Madina Kouta, transgressif sur celui de Ségou et localement sur le socle, comprend les formations de Fongolembi (siltites, grès et carbonates), puis de Kanta (grès essentiellement) et de Dira (siltites, grès et carbonates fortement altérés).

*Le Supergroupe de Mali* comprend des formations d'âge éocambrien et paléozoïque inférieur qui reposent en discordance de ravinement sur la formation de Pélel par l'intermédiaire de la tillite. Il comprend les formations de Hassanah Diallo et de Nandoumari.

La formation de Hassanah Diallo repose en discordance de ravinement sur celle de Pélel. Elle est formée par un conglomérat de base intercalé de lits pélitiques et de bancs de grès (membre de Pélel). Celui-ci est surmonté par des siltites à intercalations de grès et des grès feldspathique à stromatolithes (membre de Diagoma).

La formation de Nandoumari comprend des quartzarénites (membre de Tanagué) surmontées de dolomie parfois calcaire à stromatolithes et contenant des gastéropodes et échinodermes du Cambrien inférieur à moyen (membre de Bowal). Des siltites et silexites renfermant de nombreux microfossiles (foraminifères agglutinés) d'âge cambrien inférieur à moyen (membre de Fougou), constituent le toit de cette formation. Des sills et filons de dolérite se sont mis en place ultérieurement entre le Carbonifère et le Jurassique.

La couverture sédimentaire protérozoïque supérieur à paléozoïque est en partie recouverte en discordance par les formations sédimentaires d'âge secondaire–tertiaire du bassin sénégal-mauritanien.

### **1.3- Le bassin côtier sénégal-mauritanien**

Le bassin du Sénégal est constitué de terrains mésozoïques et cénozoïques tabulaires discordants sur les formations géologiques les plus anciennes (Spengler et al., 1966). Très minces à l'Est, mais s'épaississant vers la côte atlantique pour atteindre plus de 10000 m, ces terrains sont recouverts en grande partie par un faciès d'altération du Cénozoïque (Tessier et al., 1975). Les affleurements les plus anciens appartiennent au Sénonien et au Paléogène. Ils sont retrouvés à Ndiass, Thiès, Dakar, Saint-Louis et en Guinée Bissao. Cependant, en forage des sédiments d'âge Crétacé inférieur et Jurassique supérieur ont été atteints (Castelain, 1965). Les terrains méso-cénozoïques sont traversés par un réseau de fractures subméridiennes qui délimitent entre Dakar et Thiès des blocs remontés ou affaissés qui sont interprétés comme des horsts (Dakar et Diass) et des grabens (Rufisque). Ces failles peuvent

être associées à des manifestations volcaniques dont l'âge s'étend de l'Eocène moyen (Lutétien) au Quaternaire. Des diapirs de sel qui dateraient du Trias ou du Lias percent la couverture sédimentaire du plateau continental casamanço-guinéen au Sud, et celle du talus continental mauritanien au Nord. Les terrains méso-cénozoïques reposent en discordance sur le substratum constitué à l'Est par la zone mobile panafricaine et hercynienne des Mauritanides.

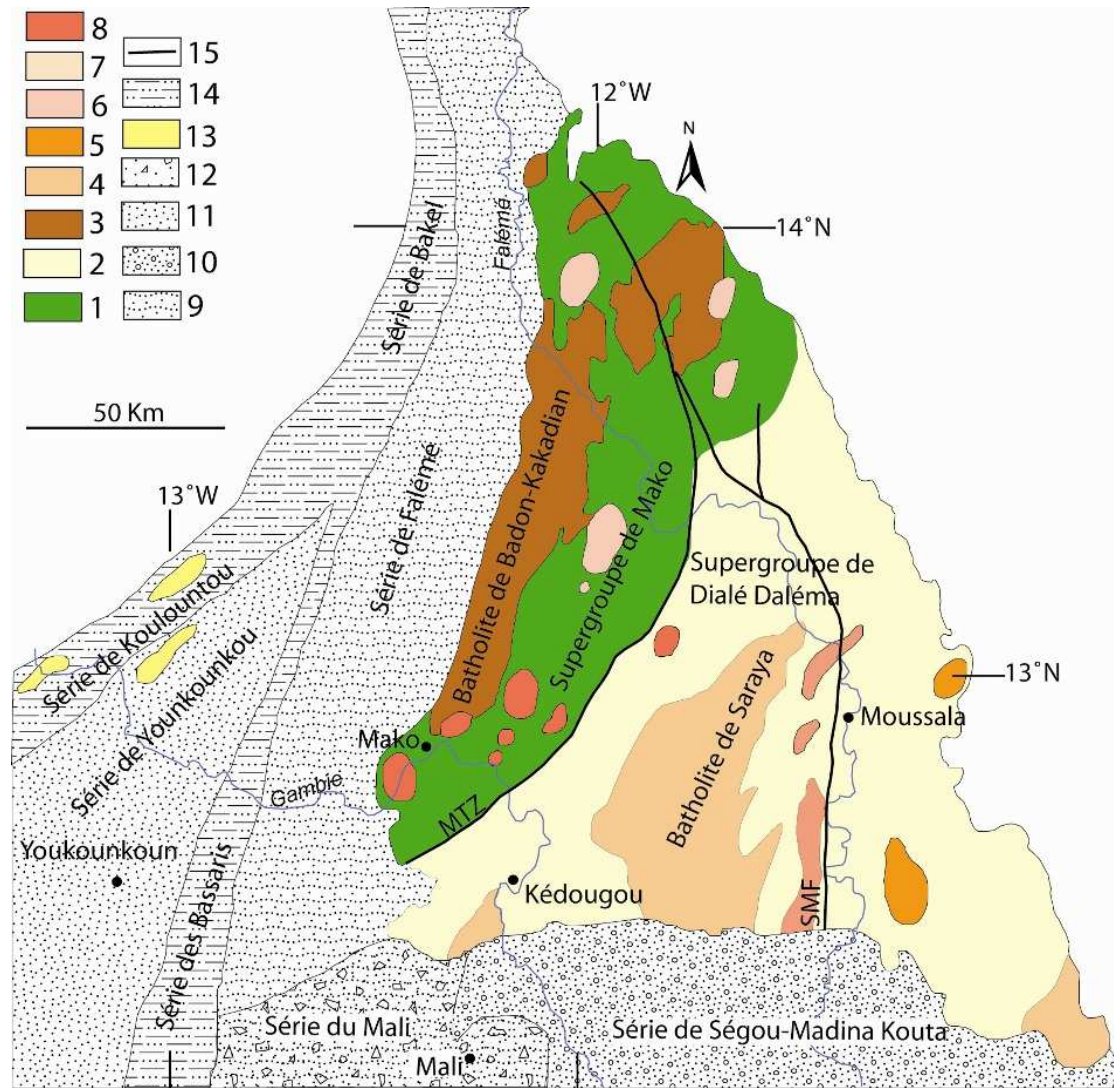
#### **1.4- Les zones mobiles du Craton Ouest africain**

C'est un ensemble de chaînes orogéniques panafricaine et hercynienne ceinturant le COA vers lequel elles sont déversées. Les chaînes liées à l'orogénèse panafricaine sont (figures 1.1 ; 1.2): l'Anti-Atlas au Nord (Leblanc, 1976 ; Leblanc et Lancelot, 1980), les chaînes pharusienne (Caby, 1970 ; Bertrand et Caby, 1977), de l'Adrar des Iforas (Caby, 1978), du Gourma et des Dahoméides (Affaton, 1975 ; Trompette, 1979) à l'Est et les chaînes des Bassarides et des Rokélides au Sud Ouest (Villeneuve, 1984). La chaîne liée à l'orogénèse hercynienne est celle des Mauritanides qui forme sur la bordure occidentale du craton une bande sigmoïde, grossièrement allongée N-S depuis le Sud du Maroc jusqu'en Guinée Bissao, sur une largeur d'environ 1500 km (Sougy, 1962 ; Le Page, 1983 ; Dia 1984 ; Villeneuve et al., 2006).

#### **1.5- Les zones mobiles du Sénégal**

Elles correspondent à une bande de roches métamorphiques et sédimentaires allongées SW-NE à NS séparant les formations tertiaire et secondaire du bassin sénégal-mauritanien aux formations paléoproterozoïques (birimiennes) de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (figure 1.2). Bassot (1963) y distingue d'Est en Ouest quatre séries: Falémé, Bakel, Bassaris, Youkounkou et Koulountou. Les séries de la Falémé et de Youkounkou sont contemporaines au Supergroupe de Mali, mais déposées dans un milieu orogéniquement actif ou parautochtone. Elles contiennent des formations volcano-sédimentaires affectées par des phénomènes tectoniques polyphasés complexes (Bassot, 1963 ; Le Page, 1983 ; Villeneuve, 1984 ; Bassot, 1986).





**Figure 1.2:** Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides (d'après Bassot (1966), modifiée).

(1) Supergroupe de Mako, (2) Supergroupe de Dialé-Daléma, (3) Batholite de Badon-Kakadian, (4) Batholite de Saraya, (5) Granitoïde de Gamaye, (6) Granitoïde de Boboti, (7) Granitoïde de type Diombaloye, (8) Granitoïde de type Bondoukou, (9) Série de Falémé, (10) Série de Ségou-Madina kouta, (11) Série de Younkoukou, (12) Série du Mali, (13) Granitoïde du Niokolo Koba, (14) Série de Bakel, (15) Zone de cisaillement. MTZ : Zone transcurante majeure ; SMF : Accident Sénégal-Malien.

### 1.5.1-La série de la Falémé

C'est une bande de formations sédimentaires peu ou pas déformées, allongées globalement suivant la direction NS. Elle sépare les formations birimiennes (paléoprotérozoïques) de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba à l'Est, et celles de la série de Bakel (néoprotérozoïques et paléozoïques) à l'Ouest. Il s'agit d'un synclinorium déversé à l'Est, constitué de bas en haut (Bassot, 1963): i) de la triade fini-précambrienne (mixtite, dolomie, silixite), parfois associée à l'Ouest à un volcanisme basique, ii) des sédiments verts flyschoides et des grès mauves ou rouges. Les sédiments présentent une stratification horizontale ou des pendages de 15° à 20°NNW ou SSW, sans schistosité apparente (Villeneuve et al., 1991). La série de la Falémé



est considérée par [Le Page \(1983\)](#) comme la zone parautochtone, peu déformée de la chaîne des Mauritanides du Sénégal. Elle est caractérisée par une variation progressive des faciès de la séquence sédimentaire, et par l'apparition d'une schistosité de flux liée au développement d'une tectonique tangentielle. Celle-ci se traduit par l'individualisation d'unités apparemment peu déplacées, s'enracinant même vers le Sud et se mettant en place sur un autochtone plus ou moins déformé: le socle birimien.

### 1.5.2-La série de Youkounkou

Elle est caractérisée par des sédiments essentiellement détritiques occupant des bassins circonscrits ([Villeneuve et al., 1983](#)). Les sédiments sont non métamorphisés, parfois plissés mais discordants sur les zones métamorphiques plissées. [Bassot \(1966\)](#) y distingue de bas en haut: (1) un complexe volcanique à tendance acide (~1000 m de puissance) qui recoupe le granite du Niokolo-Koba ; (2) des pélites et des argilites associés à des bancs de grauweekes et de grès (~1000 m de puissance); (3) des grès rouges feldspathiques (~2000 m de puissance); (4) des grès blancs (~300 à 500 m de puissance). Selon ce dernier auteur, la série possède une structure de synclinal fermé vers le Nord et ouvert vers le Sud, avec des plis beaucoup plus marqués sur le bord NE que sur celui du SE. Il lie ces déformations à deux axes de poussée, l'un dirigés NW-SE, l'autre SW-NE et propose l'évolution suivante: (1) cassures profondes du socle et mise en place du volcanisme acide en partie dans la mer; (2) sédimentation fine; (3) arrêt de la sédimentation et orogénèse avec fort plissement; (4) nouvelle transgression marquée par le dépôt des grès blancs. Dans le prolongement de cette série à Bafata en Guinée, [Villeneuve \(1980\)](#) décrit des structures tectoniques liées à l'événement hercynien (plis ouverts à axes SW-NE, failles inverses de pendage modéré vers le NW, schistosité à sérécite inclinée 30°W). Des filons de dolérite généralement orientés NE-SW, se sont mis en place ultérieurement dans les séries de la Falémé et de Youkounkou ([Bassot, 1966](#)), ils ont été datées par méthodes K/Ar sur roche totale entre 153-197 Ma et 311-358 Ma ([Bassot et al., 1986](#)).

### 1.5.3- La série de Bakel

Elle correspond à des formations métamorphiques (zone interne des Mauritanides du Sénégal) résultant de la transformation tectono-métamorphique des formations de la Falémé et Youkounkou. [Le Page \(1983\)](#) la subdivise en quatre unités principales ([figure 1.3](#)): (i) l'unité de Gabou, constituée de schistes, de quartzites, de grès, de jaspéroïdes ferrugineux et de serpentinites, s'étend entre la zone de cisaillement de Marsa au SE et les collines de l'Ourda

Guindé au NE ; (ii) l'unité de Gounia correspond à une bande de schistes et de quartzites, s'allongeant entre Diabal au SW et Gounia au NE ; (iii) l'unité de Bakel qui comprend des quartzschistes, des quartzites et des conglomérats affleurant entre la colline l'Aïré Diabal au SE et le village de Diawara au NW ; (iv) l'unité de Oundou-Baba à micaschistes et quartzites, s'étend de Débi jusqu'à la corniche pliocène du bassin sénégal- mauritanien.

Entre Bakel et Marsa, [Dabo et al. \(2008\)](#) distinguent trois domaines lithostructuraux ([figure 1.4](#)) : (1) un domaine septentrional, situé entre Bakel et l'ASZ (Zone de cisaillement d'Aïré-Diabal), qui est constitué de quartzites et de schistes, caractérisés par une déformation finie en aplatissement; (2) un domaine central, situé entre l'ASZ et la GSZ (Zone de cisaillement de Gabou), comprenant des métapéridotites serpentinisées, des metabasaltes, des métagabbros, des micaschistes, des schistes, des quartzites et des turbidites montrant une déformation finie en constriction; (3) un domaine méridional entre la GSZ et la MTF (Marsa Thrust Fault), formé de jaspéroïdes, de quartzites associés à une déformation finie en aplatissement. Ces auteurs soulignent le caractère général transpressif de la déformation hercynienne.

Au Sud, la série de Bakel se subdivise en deux branches: (i) une branche orientale formée par les Monts Bassaris (ou série des Bassaris) qui rejoignent plus au Sud, les Rokélides de Sierra Léone, et (ii) une branche occidentale (série de Koulountou) qui part en direction NE-SW vers la Guinée-Bissau ([figure 1.2](#)).

#### **1.5.4- La série des Bassaris**

C'est un ensemble de formations volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires métamorphisées dans les faciès schistes verts à amphibolites. [Villeneuve et al. \(1991\)](#) la subdivisent en deux groupes : le groupe de Termesse à l'Est et celui Guingan à l'Ouest.

Le groupe de Termesse d'épaisseur supérieure à 1000 m, est constitué principalement de roches volcaniques basiques, de roches volcano-sédimentaires (mélange de spilites, tufs basaltiques, silexites et cinérites recristallisées) et de roches sédimentaires (argilites, grauwares conglomératiques). Les roches du groupe de Termesse sont affectées par un métamorphisme de faciès schistes verts ([Bassot, 1966](#) ; [Villeneuve, 1984](#)).

Le groupe de Guingan est plus volcanique que celui de Termesse et présente un métamorphisme plus important atteignant le faciès amphibolite supérieure avec l'apparition de hornblende vert, grenat et épidote ([Villeneuve, 1991](#)). Il est formé de micaschistes,

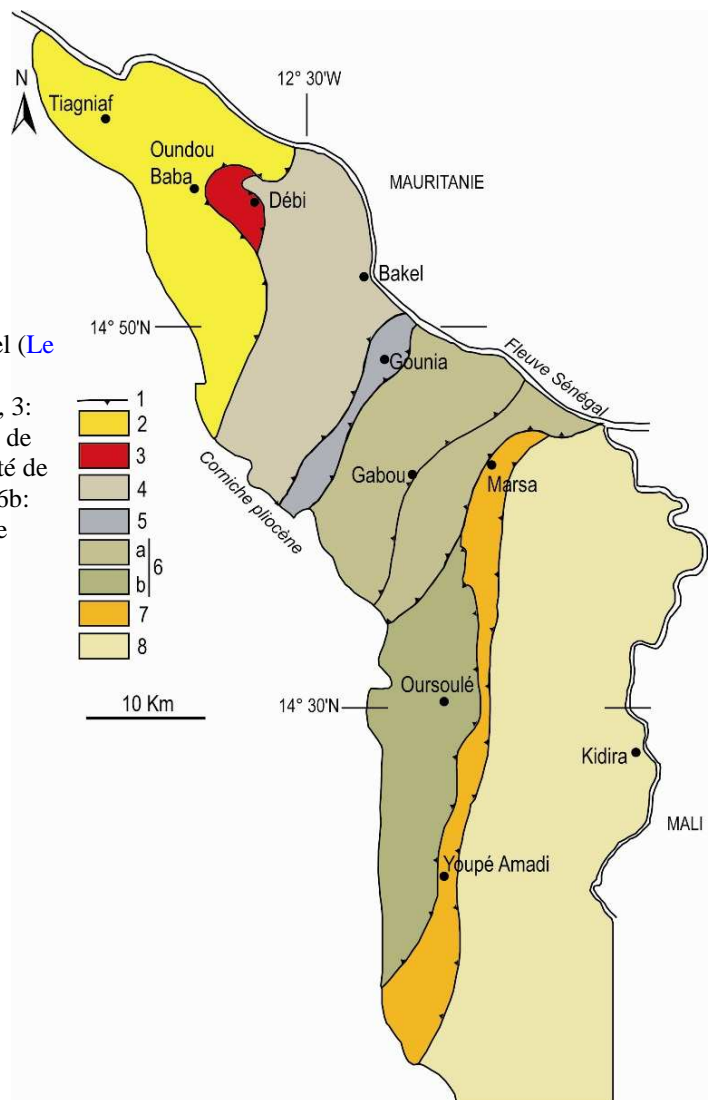
chloritoschistes, prasinites tuffacées, metabasalts, métadolérites, serpentinites, pélites, quartzites et jaspes rouges.

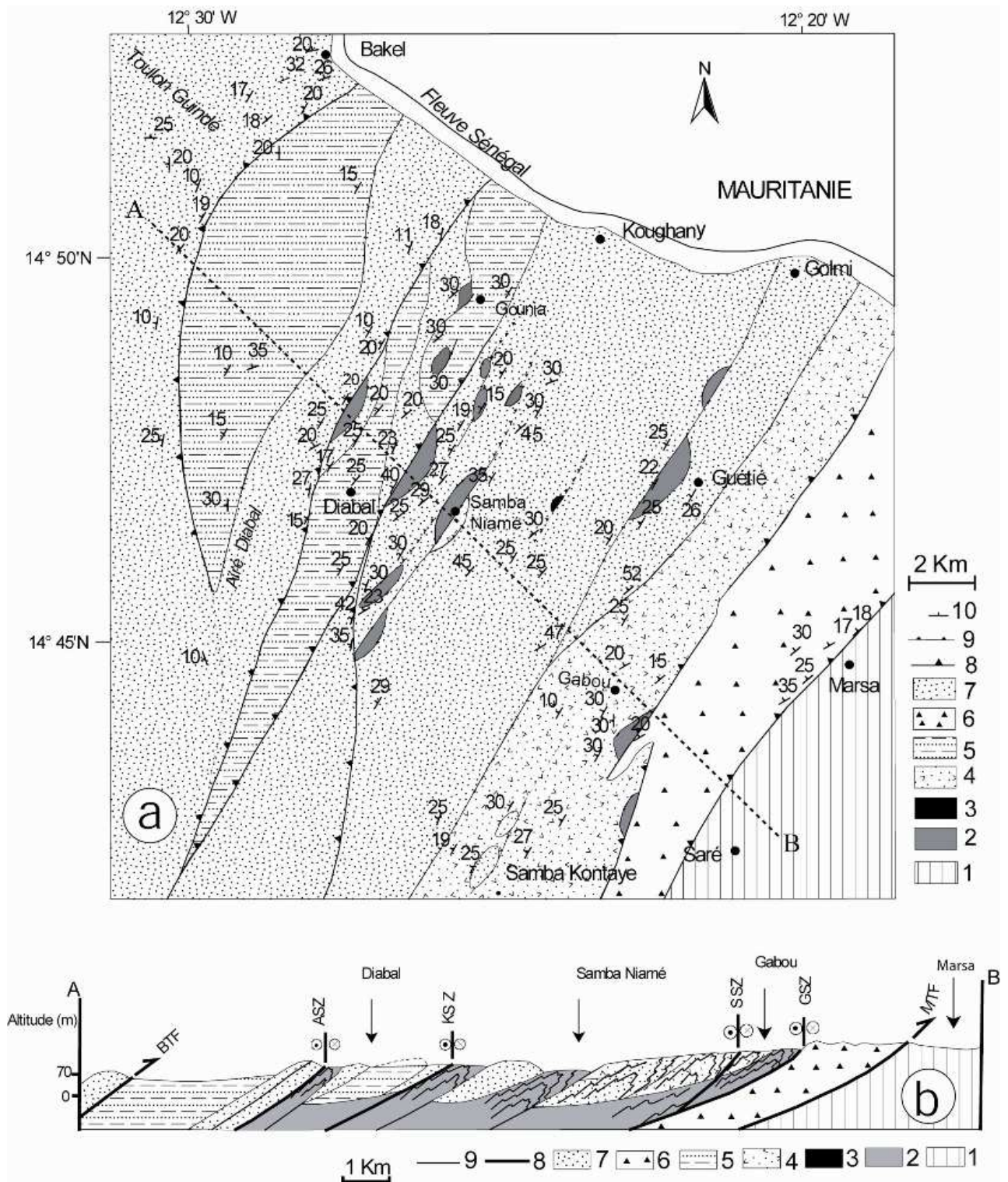
Le volcanisme de la série des Bassaris montre un caractère sous marin avec l'existence de laves en coussins (Bassot, 1966). L'interprétation du chimisme des laves du groupe de Termesse et du groupe de Guinguan met en évidence l'affinité tholéitique de ce matériel (Dupont, 1983 ; Villeneuve, 1984).

La succession lithostratigraphique des ces différentes roches reste encore mal connue du fait du métamorphisme et de la tectonique intense ainsi que de l'absence de faciès repère.

Les formations de la série des Bassaris seraient analogues à celles de la série de Bakel (Lepage, 1983). Elles seraient surmontées en discordance par la "tillite éocambrienne" située à la base du Supergroupe de Mali (Villeneuve, 1980).

**Figure 1.3:** Les grandes unités géologiques des Mauritanides de la région de Bakel (Le Page, 1983, modifiée). 1: contacts majeurs, 2: Unité d'Oundou Baba, 3: Complexe acide de Débi, 4: Unité de Bakel, 5: Unité de Gounia, 6: Unité de Gabou, 6a: Sous unité de Gabou, 6b: Sous unité d'Oursoulé, 7: Unité de Youpé Amadi, 8: Unité de Kidira





**Figure 1.4.** (a) Carte géologique de la région de Bakel (Dabo et al., 2008). (b) Coupe géologique (A-B) de la région de Bakel. 1: Tillites. 2: Serpentinites ; 3: Métagabbros, 4: Métabasaltés, 5: Schistes, 6: Jaspéroïdes, 7: Quartzites, 8: Failles majeures, 9: Failles mineures, 10: Schistosité et turbidites. BTF: Bakel "Thrust Fault", ASZ: Zone de cisaillement d'Airé Diabal, KSZ: Zone de cisaillement de Koughany, SSZ : Zone de cisaillement de Samba Kontaye, GSZ: Zone de cisaillement Gabou, MTF: Marsa "Thrust Fault".



Sur le plan tectonique, la série est marquée par une déformation polyphasée avec deux phases de plissement successifs (Chiron, 1964 ; Lepage, 1983 ; Villeneuve et al., 1991). Dans le groupe de Termesse, les deux phases de plissements sont NE-SW (plis isoclinaux à schistosité  $S_1$  et plis kilométriques à décamétriques sans schistosité). Le plissement y est associé à de nombreux chevauchements vers l'E et le SE. Dans le groupe de Guingan, le premier plissement correspond à des plis isoclinaux fermés. Il est associé à une schistosité de plan axial plongeant de  $10^\circ$  à  $40^\circ$ N, une foliation mylonitique développée le long d'étroites zones de cisaillement et une linéation d'étirement plongeant de  $5^\circ$  à  $40^\circ$ N. Le second plissement est marqué par des plis ouverts à axe horizontal NNE-SSW et de plan axial sub-vertical. Ce second plissement est associé une crénulation et à des kink-bands conjugués. Des décrochements verticaux NNE-SSW et des chevauchements mineurs subhorizontaux indiquent une phase de fracturation tardive associée à une compression NW-SE (Villeneuve, 1991).

L'âge Ar/Ar de 660 Ma (Dallmeyer et Villeneuve, 1987), obtenu sur les quartzites du groupe de Guingan est caractéristique de l'événement panafricain.

#### **1.5.5- La série de Koulountou**

Elle constitue une bande de roches légèrement métamorphisées dans le faciès schistes verts et allongée NW-SE (Bassot, 1966 ; Villeneuve et al., 1991). Ces formations sont subdivisées en deux groupes: le groupe de Niokolo-Koba à l'Est et celui de Koulountou à l'Ouest. Le groupe de Niokolo-Koba correspond à un complexe magmatique (granite, granodiorite, diorite, basalte hyperalumineux, andésite, dacite, rhyodacite, rhyolite) d'affinité calco-alkaline (Villeneuve, 1984). Le groupe de Koulountou est constitué de tufs, de schistes, de quartzites et de massifs granito-gneissiques schistosés et métamorphisés dans l'épizonal. Au sein de ce groupe, certains massifs granito-gneissiques qui présentent des contacts tectonisés, pourraient être des panneaux de socle ancien, remobilisés ou des équivalents métamorphiques du groupe de Niokolo-Koba (Villeneuve, 1984).

Au plan structural, le groupe de Niokolo-Koba présente des plis kilométriques à hectométriques ouverts d'axe SW-NE. Une foliation pénétrative apparaît tout au long des zones de cisaillement mineures orientées SW-NE avec des pendages de  $50^\circ$  à  $70^\circ$  NW. Des failles inverses inclinées vers l'W et de direction NNE-SSW soulignent la déformation cassante. Le groupe de Koulountou est affecté en grande partie par deux schistosités ( $S_1$  de flux et  $S_2$  de crénulation) sub-parallèles de direction NE-SW avec un fort pendage NW. Une

schistosité pénétrative s'observe dans les tufs. Les plissements associés à ces schistosités correspondent à des plis droits NE-SW à schistosité de fracture, des plis isoclinaux à schistosité de flux repris par des plis droits à déversés vers le SE à schistosité de crénulation. Une linéation minérale NE-SW parallèle à la schistosité  $S_2$  de pendage  $35^\circ$ SW, est également relevée.

Différents âges radiométriques (panafricains, taconiques et hercyniens) sont obtenus sur des roches de cette série: (1) 683 Ma par méthode Rb/Sr pour la mise en place du granite du Niokolo-Koba ([Bassot et Caen-Vachette, 1984](#)) ; (2) 550 Ma par méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenus sur des muscovites syn-tectoniques ([Dallmeyer et Villeneuve, 1987](#)) ; (3) 448 Ma par méthodes Rb/Sr sur les pélites de la formation de Simenti ([Bassot et al., 1963](#)) ; (4) 538 Ma par méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sur muscovite des argilites de la formation de Simenti ([Dallmeyer et Villeneuve, 1987](#)) ; (5) 278 Ma par méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenus sur des muscovites de la mylonite. Ce dernier âge est interprété comme lié à l'événement hercynien ([Dallmeyer et Villeneuve, 1987](#)).

Les intrusions doléritiques traversant les formations des séries des Bassaris (Etiolo) et de Bakel (Mbéma), ont été datées par méthode K/Ar sur roche totale respectivement à  $463 \pm 13$  Ma et  $504 \pm 27$  Ma ([Bassot et al., 1986](#)). Par ailleurs, les roches volcaniques des Bassaris indiquent une affinité avec les basaltes océaniques ([Dupont et al., 1984](#)) tandis que celles de la Koulountou montrent une affinité calco-alcaline ([Villeneuve, 1984](#)).

## II- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DU CRATON OUEST AFRICAIN

C'est dans la rivière Birim au Ghana que les formations birimiennes furent définies par [Kitson \(1928\)](#). Elles sont constituées de terrains volcaniques et sédimentaires dont la succession lithologique est diversement interprétée à travers le COA. Ainsi au Ghana, [Junner \(1940\)](#) distingue un Birimien inférieur à dominante sédimentaire et un Birimien supérieur à dominante volcanique ([Kesse, 1986](#)) associée ou surmontée en discordance par les formations fluvio-deltaïques du Tarkwaien ([Whitelaw, 1928](#) ; [Kesse, 1985](#)). Cette même succession lithologique sera reconnue dans les formations birimiennes du sillon de Fétékoro en Côte d'Ivoire ([Lemoine et al., 1986](#)) et dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba ([Milési et al., 1986](#) ; [Ledru et al., 1989](#)). Pour ces auteurs, le Birimien inférieur ( $B_1$ ) essentiellement sédimentaire, est individualisé par une tectonique tangentielle éburnéenne ( $D_1$ ), en revanche le Birimien supérieur ( $B_2$ ) à dominante volcanique, est postérieur à la  $D_1$ , et est affecté par des

tectoniques transcurrentes éburnéennes D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>. Par exemple, dans la boutonnière de Kédougou au Sénégal, [Ledru et al. \(1989\)](#) soulignent que la déformation D<sub>1</sub>, caractérisée par une schistosité S<sub>1</sub>, n'affecte que les formations sédimentaires. Les roches volcaniques sont dépourvues de toute déformation pénétrative et ne montrent que des couloirs de cisaillement ductiles liés à la déformation D<sub>2</sub>. Cette première conception lithologique du Birimien sera inversée par la plupart des auteurs ayant travaillé en Côte d'Ivoire et au Sénégal ([Bassot, 1963](#) ; [Tagini, 1971](#) ; [Ngom, 1985](#) ; [Dia, 1988](#)). Ces auteurs placent plutôt les sédiments en position supérieure. Ainsi, pour le Birimien de Côte d'Ivoire, [Vidal et al. \(1996\)](#) et [Pouclet et al. \(1996\)](#) distinguent un épisode volcanique tholéiitique majeur plus ou moins accompagné de sédiments et suivi d'une période de sédimentation détritique comprenant à sa base une activité volcanique calco-alkaline. Dans le Supergroupe de Mako de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK), [Sylla et Ngom \(1997\)](#) et [Diallo \(2001\)](#) distinguent à la base des metabasites associés à des volcanoclastites basiques suivies de microdiorites quartzites. Ils sont surmontés par des dépôts des cherts et jaspes rubanés à niveaux siliceux et pélitiques. La séquence se termine par la mise en place du volcanisme acide.

Une hypothèse intermédiaire, consistant à une variation latérale entre faciès volcaniques et sédimentaires, a été proposée dans le Birimien du Ghana par [Leube et al. \(1990\)](#).

Par ailleurs, sur la base de critères géochronologiques, [Hirdes et Davis \(2002\)](#) subdivisent les formations birimiennes du COA en deux provinces: une province orientale (Ghana, Côte d'Ivoire) plus vieille (2150-2190 Ma) et une province occidentale (boutonnière de Kédougou-Kéniéba) plus jeune (2080-2110 Ma). En outre, ces auteurs proposent, pour l'orogénèse éburnéenne d'Afrique de l'Ouest, un modèle tectonique par accréation et une mise en place diachronique des formations volcaniques et sédimentaires.

### **III- LES FORMATIONS BIRIMIENNES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA (BKK) : LITHOLOGIE, GÉOCHIMIE ET GÉOCHRONOLOGIE**

Les formations birimiennes (paléoprotérozoïques) de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, sont réparties en deux Supergroupes ([Bassot, 1987](#)), séparés par un important accident tectonique, la MTZ (Main Transcurrent Zone): le Supergroupe de Mako à l'Ouest et celui de Dialé-Daléma à l'Est ([figure 1.5](#)). Les formations géologiques de ces deux Supergroupes sont recoupées par plusieurs générations de massifs de granitoïdes répartis dans deux batholites: Badon-Kakadian et Saraya, intrusifs respectivement dans les Supergroupes de Mako et de

Dialé-Daléma. La synthèse des différents travaux géologiques nous permet de dégager les caractères lithologiques, géochronologiques, géochimiques majeurs de ces formations.

### **III.1- Le Supergroupe de Mako**

Le Supergroupe de Mako forme la partie occidentale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba. Il est constitué par une bande de roches vertes, d'une vingtaine de kilomètres de large, allongée NNE-SSW à NS. Il a fait l'objet de nombreux travaux qui ont contribué à une meilleure connaissance de sa lithologie, sa pétrographie, sa géochimie et sa géochronologie (Bassot, 1963 ; Ngom, 1885 ; Dia, 1988 ; Dioh 1995 ; Gueye et al., 2007). Il est constitué de complexes volcano-plutonique, volcano-sédimentaire et sédimentaire généralement métamorphisés dans le faciès épizonal, ou mésozonal au contact des intrusions. Les faciès méso-catazonaux apparaissent dans le complexe amphibolo-gneissique de Sandikounda, datés par Pb/Pb entre 2194 Ma et 2200 Ma et considéré comme la base de la croûte birimienne de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Dia et al., 1997).

#### **III.1.1- Les formations birimiennes du Supergroupe de Mako**

La lithologie des différents complexes constituant les formations birimiennes du Supergroupe de Mako, a été récemment précisée par Dia et al. (2008). Ces auteurs distinguent :

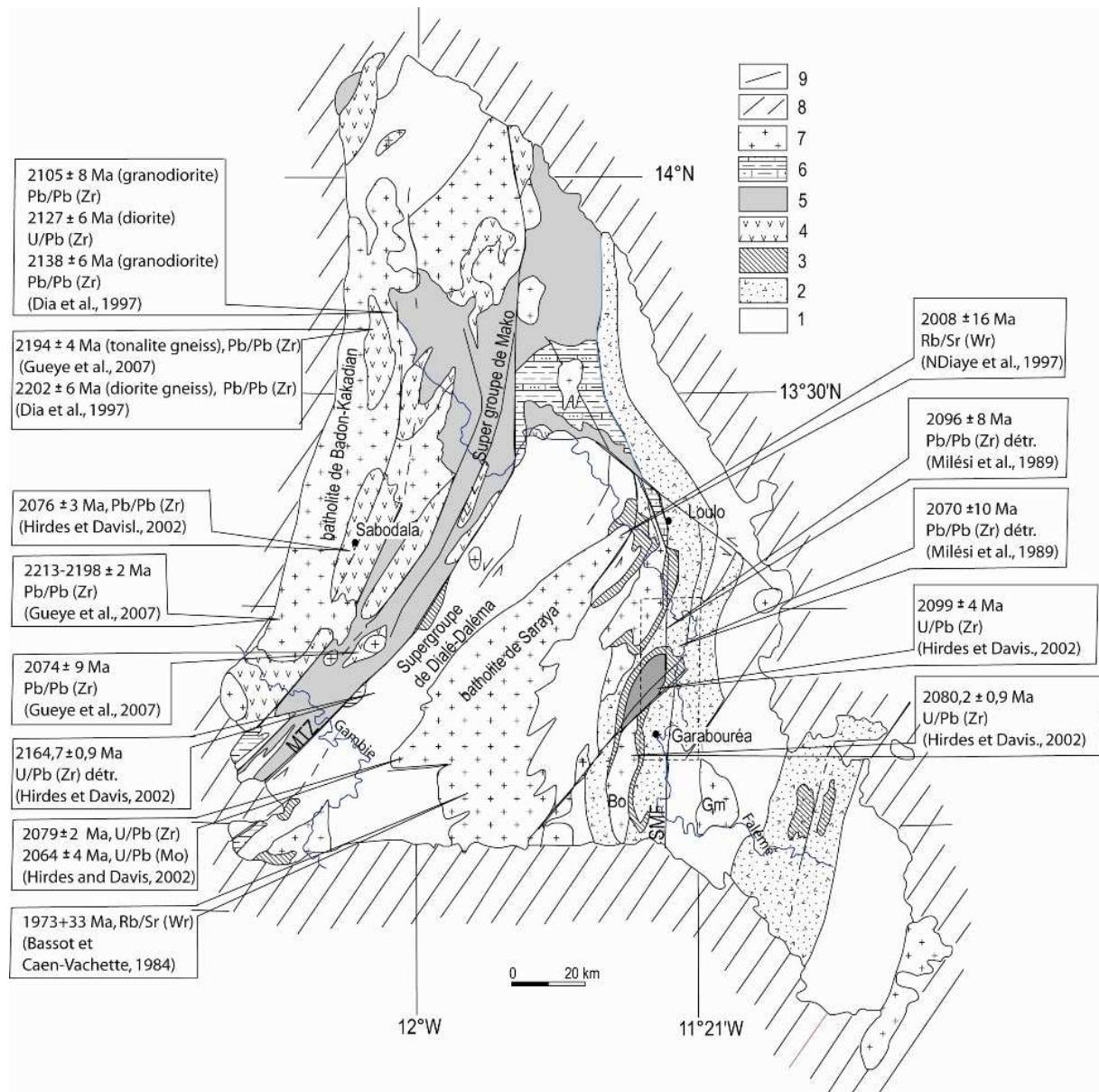
- (1) *un complexe volcano-plutonique* comprenant de la base vers le sommet : (i) un complexe amphibolo-gneissique, constitué d'amphibolites et de gneiss métamorphisés dans les faciès méso- à catazonaux, (ii) un complexe basique, formé de coulées de basaltes massives ou en coussins associées à des pyroclastites et à des faciès plutoniques à hypovolcaniques de dolérites, gabbros, pyroxénites et péridotites souvent disposés en sills et en filons, (iii) un complexe intermédiaire, composé de coulées d'andésites porphyriques alternant avec des agglomérats, tufs, brèches volcaniques et associés par endroit à de petits massifs de diorites, (iv) un complexe acide, constitué essentiellement de pyroclastiques (brèches, agglomérats, tufs rhyolitiques) associés à de rares coulées rhyodacitiques.
- (2) *un complexe volcano-sédimentaire*, représenté par des tufs, agglomérats, grauweekes, cinérites, et constitués par des produits volcaniques montrant des structures typiques de sédimentation (granoclassement, stratification entrecroisée ou parallèle, etc.).
- (3) *un complexe sédimentaire*, constitué de schistes sériciteux, schistes pélitiques, grès, grauweekes, conglomérats polygéniques, quartzites rubanés jaspoïdiques, rappelant parfois les turbidites des milieux océaniques.

Cette succession lithologique (Dia et al., 2008), rappelle celle établie par Dia et al. (1992) dans le Supergroupe de Mako (figure 1.6). Toutefois, une telle succession lithologique, bien



tranchée, n'existe pas sur le terrain. En fait, les formations sont plutôt redressées, plissées, voire replissées par la tectonique éburnéenne (Ledru et al., 1989). C'est ce qui explique en partie, la diversité des séquences lithologiques proposées par les auteurs ayant travaillé dans les différents secteurs du Supergroupe de Mako (Bassot, 1966 ; Ngom, 1985 ; Dia et al., 1997 ; Diallo, 1994).

Par ailleurs, les formations du Supergroupe de Mako constituent l'encaissant de nombreuses intrusions plutoniques.



**Figure 1.5 :** Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba et récapitulation de quelques âges géochronologiques obtenus sur les différentes formations (d'après Pons et al., 1992, modifiée). (1) Flysch: Grès et argillite avec des niveaux graphitiques et conglomératique. (2) Volcano-sédiments et cherts. (3) Carbonates vulcanites acides. (4) Volcanisme basique et cherts. (5) Volcanisme Andésitique, cherts et graphitites. (6) Formations Fluvio-deltaïques : grès, conglomérats et argillites. (7) Batholite. (8) Formations protérozoïque supérieur à paléozoïque. (9) Zones de cisaillement. Bo: Boboti; Gm: Gamaye; Wr : roche totale.

Lithologie	Pétrographie	Groupe
	adamélites monzogranites granodiorites	Complexe plutonique de Laminia- Kaourou
	tonalites, trondhjemites hornblendites, diorites gabbros lités wherlites, pyroxénites	Complexe plutonique lité de Sandikounda
	basaltes felsiques massifs volcanosédiments microdiorites basaltes en coussins basaltes mafiques massifs	Complexe volcano- plutonique de Mako
	gneiss amphibolites ? ? ?	Complexe amphibolo- gneissique de Sandikounda

Figure 1.6: Modèle lithologique du Supergroupe de Mako (Dia et al., 1997)

### III.1.2- Les intrusions plutoniques du Supergroupe de Mako

Les roches plutoniques du Supergroupe de Mako sont de composition et de génération différentes. L'ensemble de ces intrusions plutoniques d'âges et de composition variés constitue le Batholite de Badon-Kakadian (Bassot, 1963). Il s'agit d'associations magmatiques de péridotites-pyroxénites-hornblendites-gabbro-diorites-anorthosites, constituant un complexe plutonique lité. Ils ont été ensuite suivis de complexes granodioritiques à granitiques répartis en plusieurs massifs.

Le *Complexe plutonique lité* (Dioh et al., 1990 ; Dia et al., 1997) est un ensemble de formations caractérisé par l'existence d'un rubanement dû à l'alternance à des échelles variées (centimètres à décimètres) de lits mélanocrates, leucocrates et mésocrates.

Les ensembles granodioritiques (Dioh et al., 1990 ; Dia et al., 1997 ; Gueye et al., 2008) correspondent à des plutons à dominante granodioritiques, formés d'associations

magmatiques allant des termes gabbroïques aux termes granitiques et comprenant des gabbro-diorites et tonalites.

### III.1.3-Géochronologie

Les données géochronologiques obtenues sur les formations du Supergroupe de Mako ont permis de caler les âges radiométriques de certains faciès ([figure 1.5](#)). Les gneiss du complexe amphibolo-gneissique ont donné des âges Pb/Pb entre 2194 et 2200 Ma ([Dial et al., 1997](#)). Ces mêmes auteurs ont obtenu sur les basaltes du complexe volcano-plutoniques basique de Mako, des âges Nd/Sm de 2187 Ma. Les andésites et volcanoclastes andésitiques de Mako donnent des âges Nb/Sm de 2063 Ma ([Abouchami et al., 1990](#)) et Pb/Pb de 2125 Ma ([Diallo et al., 1993](#)). Dans le complexe sédimentaire, les calcaires de Mako sont datés à 2150 Ma par méthode Pb/Pb ([Diallo et al., 1993](#)) et les grès de Kéniékénié-Bandi, à 2125 Ma par méthode Pb/Pb sur zircon ([Boher et al., 1992](#)). D'autres datations ont été réalisées, elles sont consignées dans le [tableau 1](#) et sur la [figure 1.5](#).

### III.1.4- Géochimie

Les différents travaux géochimiques réalisés sur les formations du Supergroupe de Mako ([Dia, 1988](#) ; [Diallo, 1994](#) ; [Dioh, 1986](#) ; [Ngom, 1985, 1995](#)) ont montré que le volcanisme est bimodal tholeiitique à l'Ouest et calco-alkalin à l'Est. Le volcanisme basique est d'affinité tholeiitique de type MORB (basalte de rides médio-océaniques), IAT (basaltes d'arcs insulaires) compatibles avec un environnement intraocéanique d'arcs insulaires ([Dia, 1988](#) ; [Diallo, 1994](#)) ou de planchers océaniques ([Abouchami et al., 1990](#) ; [Boher et al., 1992](#)). Le magma ayant généré ces roches serait de source lherzolitique à spinelle ([Ngom, 1995](#)) ou en relation avec la fusion partielle d'une source mantellique évoluée, influencée par l'effet d'une plaque océanique subductée ([Diallo, 1994](#)). Les éléments en traces dans les roches volcaniques sous-marines sont conformes à ceux des basaltes de plateaux océaniques avec une source mantellique appauvrie, corroborée par les données isotopiques Nd/Sr ([Ngom et al., 2010](#)). Les termes volcano-sédimentaires se seraient formés dans un environnement de bassin d'arrière-arc ([Diallo, 1994](#)). Le volcanisme intermédiaire est d'affinité calco-alkaline, il est plus développé dans la partie orientale du Supergroupe de Mako ([Dioh, 1995](#)).

Unités		Méthodes	Age (Ma)	Références
Granites à biotite (type bassin)				
	Batholite de Saraya	Rb-Sr (RT)	1973 ± 33	Bassot et Caen-Vachette, 1984
		Rb-Sr (RT)	2008 ± 35	Bassot et Caen-Vachette, 1984
		Rb-Sr (RT)	2008 ± 16	Ndiaye et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2079 ± 2	Hirdes et Davis, 2002
		U-Pb (Mo)	2064 ± 4	Hirdes et Davis, 2002
		U-Pb (MZr)	2061±15 à 2103	Thiéveniaut et al., 2010
	Pluton de Gamaye	Rb-Sr (RT)	2045 ± 27	Bassot et Caen-Vachette, 1984
Granitoïdes à pyroxène				
	Pluton de Boboti	Rb-Sr (RT)	1989 ± 28	Bassot et Caen-Vachette, 1984
		Rb-Sr (RT)	2008 ± 16	Ndiaye et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2080 ± 0.9	Hirdes et Davis, 2002
		U-Pb (MZr)	2082 ± 8	Thiéveniaut et al., 2010
	Pluton au Sud de Falémé	U-Pb (Zr)	2081.5± 1.1	Hirdes et Davis, 2002
Granitoïdes à Amphibole				
	Batholite de Kakadian	Rb-Sr (RT)	2199 ± 68	Bassot et Caen-Vachette, 1984
	Batholite au Nord de Badon	Pb-Pb (MZr)	2105 ± 8	Dia et al., 1997
		Pb-Pb (MZr)	2079 ± 6	Dia et al., 1997
		Pb-Pb (MZr)	2138 ± 6	Dia et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2127 ± 6	Dia et al., 1997
		U-Pb (Zr)	2171	Thiéveniaut et al., 2010
	Pluton de Mamakono	U-Pb (Zr)	2076 ± 3	Hirdes et Davis, 2002
	Complexe plutonique lité (CPL)	Pb-Pb (MZr)	2158 ± 8	Dia et al., 1997
Supergroupe de Dialé-Daléma				
	Métasédiments	Pb-Pb (MZr)	2096 ± 8	Milési et al., 1989
		Pb-Pb (MZr)	2156 ± 10	Calvez et al., 1990
		U-Pb (Zr)	2164.7 ± 0.9	Hirdes et Davis, 2002
	Roche feldsique	Pb-Pb (MZr)	2070 ± 10	Milési et al., 1989
		Pb-Pb (MZr)	2072 ± 9	Calvez et al., 1990
Supergroupe de Mako				
	Métavolcanites	Sm-Nd (RT)	2063 ± 41	Abouchami et al., 1990
Complexe amphibolito- gneissique de Sandikounda				
	Gneiss tonalitique	Pb-Pb (KZr)	2194 ± 4	Dia et al., 1997
	Gneiss dioritique	Pb-Pb (KZr)	2202 ± 6	Dia et al., 1997

**Tableau 1 :** Récapitulatif des quelques âges obtenus sur les formations birimiennes de la BKK et leurs intrusions plutoniques. Pb: plomb, Rb: rubidium, Sr: Strontium, U: uranium, RT: roche totale, Zr: zircon, MZr : monozircon.

### **III.2- Le Supergroupe de Dialé-Daléma**

Le Supergroupe de Dialé-Daléma constitue la partie orientale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, regroupant les anciennes séries du Dialé et de la Daléma, séparées par le batholite de Saraya (Bassot, 1966). Il est constitué essentiellement par un ensemble sédimentaire d'âge compris entre  $2096 \pm 8$  Ma à  $2165 \pm 1$  Ma (Hirdes et Davis, 2002) qui est recoupé par un complexe volcanique et hypovolcanique calco-alkalin essentiellement andésitique (Bassot 1987) datés à 2072 Ma (Milési et al., 1989). Le granitoïde à clinopyroxène, hornblende et biotite de Boboti puis le granite de Saraya se mettent en place autour de 2000 Ma (Bassot et Vachette, 1984) entraînant des skarnifications et une destabilisation des paragenèses primaires dans l'encaissant volcanique et sédimentaire.

En outre, des manifestations post-magmatiques d'albitisation et de tourmalinitisation affectent l'ensemble des formations du Supergroupe de Dialé-Daléma (Bassot, 1987, 1997 ; Ndiaye, 1994).

#### **III.2.1- L'ensemble sédimentaire**

Les formations sédimentaires comprennent un groupe de base à caractère épicontinental tectoniquement instable, constitué par une alternance de quartzites, de pélites et de cipolins d'origine calcareuse ou calcaro-dolomitique. Le caractère épicontinental est souligné par la présence de structures sédimentaires telles que les figures de type "flaser" dans les cipolins, la stratification oblique ou entrecroisée, les micro-ravinements, les "slumps" et les microfailles syn-sédimentaires dans les dépôts détritiques (Bassot, 1987). Ce groupe de base aurait une épaisseur d'environ 2000 m (Chtocolov et Korj, 1973) et se serait déposé dans un milieu qui évoque un rift ou un bassin d'arrière-arc (Bassot, 1997). Le complexe volcano-plutonique de la Daléma se met en place vers la fin de ce groupe de base.

Le groupe supérieur épais de 8000 à 10000 m, est détritique, formé de séquences de grès, de grauwares et de pélites déposés dans un bassin subsident bordé de reliefs volcaniques et granitiques. L'environnement volcano-plutonique est souligné par la présence dans les grauwares, de produits volcaniques et granitiques. Ce groupe supérieur serait postérieur à la mise en place du complexe volcano-plutonique dont il contient des éléments (Bassot, 1987).

#### **III.2.2- Le complexe volcanique et hypovolcanique**

Le complexe volcanique et hypovolcanique est constitué par les roches volcaniques, hypovolcaniques (Bassot, 1987 ; Ndiaye, 1994). Il forme un réseau de filons allongés NS concordant avec son encaissant sédimentaire sur environ 80 km de long et 10 à 20 km de

large, le long de la rive occidentale de la Falémé. Les roches volcaniques et hypovolcaniques sont intermédiaires à acides. Les termes basiques sont très rares et se retrouvent en enclaves microgrenues dans les granitoïdes. Les roches volcaniques sont des pyroclastites, andésites, dacites, rhyodacites et rhyolites. A Bambadji et à Garabouréa, les andésites montrent localement une structure en « pillow-lavas » avec une composition chimique compatible à un environnement de marge continentale active ou d'arc de marge continentale (Schwartz et Melcher, 2004). Elles représenteraient la partie effusive des faciès microdioritiques. Les pyroclastites (agglomérats, brèches volcaniques,  $\pm$  ignimbrite) sont connues à plusieurs endroits et sont parfois interstratifiées au sommet du groupe inférieur (Bassot, 1987). Elles sont principalement représentées sur la bordure orientale et localement au centre du complexe volcano-plutonique.

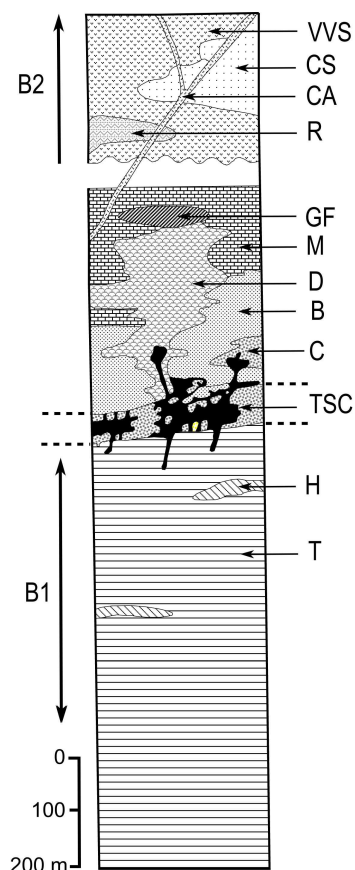
Les roches hypovolcaniques sont les plus importantes du système volcanique de la Daléma. Il s'agit de filons de microdiorite, de microgranodiorite et d'albitite recoupant les termes sédimentaires du groupe inférieur ainsi que les faciès volcaniques. Ils forment un véritable champ de filons autour du granite de Boboti.

### **III.2.3- Le complexe plutonique**

Les termes plutoniques se rapportent aux granitoïdes de Boboti qui développent un important métamorphisme de contact dans leur encaissant sédimentaire, volcanique et hypovolcanique. Ils ont fait l'objet de nombreuses études (Witchard, 1965 ; Bassot, 1966 ; Bassot et Cahen-Vachette, 1984 ; Ndiaye et al., 1997).

Les principaux faciès sont des granitoïdes à biotite, à amphibole, à pyroxène; à biotites et amphiboles et à biotites et muscovite. Les massifs de Saraya, Boboti et Gamaye sont les plus importantes intrusions granitiques du Supergroupe de Dialé-Daléma. Le massif de Saraya est une syénogranite à muscovite et biotite avec des enclaves sédimentaires fortement affectées par le métamorphisme thermique. Le massif de Boboti est une granodiorite à pyroxène contenant de nombreuses enclaves (diorites, gabbros, métasédiments). Le massif de Gamaye est un granite à biotite. Ces massifs sont allongés suivant les directions NE-SW à NS et seraient syn- à tardi-tectoniques (Bassot, 1966). Ils sont associés à de petits massifs circonscrits, pétrographiquement voisins du massif de Mamakono dans le Supergroupe de Mako (Bassot, 1966).





**Figure 1.7.** Modèle lithostructural du Supergroupe de Dialé-Daléma (Milési et al., 1989). (CA) Complexe filonien calco-alcalin. (CS) Conglomérats et grès. (VVS) Volcano-sédiments. (R) Rhyolites. (GF) Granitoïdes et skarns (fer de la Falémé). (M) Calcaires (Marbres). (B) Sédiments fins (siltites, argilites noires, schistes). (C) Conglomérats. (D) Formation hypovolcanique et volcano-plutonique (avec épiclastites et pyroclastites). (CST) Grès conglomératiques à tourmaline. (H) Cherts. (T) Formation flysch (flyschs, turbidites). (B<sub>1</sub>) Birimien inférieur. (B<sub>2</sub>) Birimien supérieur.

La colonne lithologique ci-dessus (figure 1.7) a été établie dans le Supergroupe de Dialé-Daléma par Milési et al. (1989). Cette succession lithologique est légèrement différente de celle proposée par Bassot (1987) dans les mêmes formations.

### III.2.4- Géochimie et géochronologie

Pour Bassot (1987), la granodiorite de Boboti montre une pétrographie qui évolue entre celle d'une quartz-monzonite et celle d'une monzodiorite avec des termes extrêmes allant d'un gabbrodiorite à un granite calco-alcalin. La texture est plagiomorphe et le clinopyroxène est presque toujours présent. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0,70326) indique une origine profonde et les zircons sont caractéristiques d'une lignée calco-alcaline ou même subalcaline. La granodiorite donne un âge Rb/Sr de  $1989 \pm 28$  Ma (Bassot et Caen-Vachette, 1984) et le diagramme Rb/Sr-f(Sr) suggère une différenciation par cristallisation fractionnée. Pour l'auteur (Bassot, 1987), toutes ces données géochimiques militent en faveur d'une même lignée magmatique et un caractère calco-alcalin du complexe volcano-plutonique de la Daléma.

Pour [Ndiaye et al. \(1997\)](#), les granitoïdes de la Daléma sont potassiques, d'affinité calco-alcaline et proche des granitoïdes de type collision avec des valeurs en  $Yb_N$  faibles (1,82-9,4) et des rapports  $La_N/Yb_N$  élevés pouvant atteindre 137. Ils présentent un âge de  $2008 \pm 16$  Ma et un rapport strontium initial ( $Sr_i$ ) faible de l'ordre de 0,702, compatible avec une source mantellique. Selon ces auteurs ([Ndiaye et al., 1997](#)), ces données sembleraient montrer que les granodiorites et les syénogranites sont issues d'une même source mais avec une évolution différente. Leur protolithe serait d'origine mantellique au regard des valeurs  $\epsilon_N$  supérieures à 1,2 des roches de la Daléma ([Boher et al., 1992](#)).

[Hirdes et Davis \(2002\)](#) ont obtenu les âges U-Pb suivants sur les roches de Dialé-Daléma :

- $2099 \pm 4$  Ma ( $^{207}Pb$ - $^{206}Pb$  sur zircon), pour l'éruption des coulées de roche acide (rhyolite) situées près du village de Betakili sur la Falémé;
- $2164,7 \pm 0,9$  Ma,  $^{207}Pb$ - $^{206}Pb$  sur des zircons détritiques récoltés dans les grès quartzo-argileux à 3 km au SSE de Kossanto ;
- $2081,5 \pm 1,1$  Ma ( $^{207}Pb$ - $^{206}Pb$  sur zircon), pour la cristallisation des tonalites situées à 0,5 km au SE du village de Boto ;
- $2080,2 \pm 0,9$  Ma ( $^{207}Pb$ - $^{206}Pb$  sur zircon) pour l'emplacement de la granodiorite située entre les villages de Nafadi et Boboti ;
- $2079 \pm 2$  Ma et  $2064 \pm 4$  Ma ( $^{207}Pb$ - $^{206}Pb$  sur monazite), respectivement sur l'emplacement et le métamorphisme du granite de Saraya près du village de Binbou.

Par ailleurs, les formations sédimentaires de Dialé-Daléma, notamment les calcaires (Badafassi-Ibel et Linguékphoto), ont donné des âges de  $2080 \pm 20$  Ma ([Diallo et al., 1993](#)) et  $2065 \pm 33$  Ma ([Valette et al., 1990](#)).

### III.2.5- Manifestations post-magmatiques

Les manifestations post-magmatiques consistent essentiellement à des épisodes de tourmalinitisation et d'albitisation qui affecteraient les formations du Supergroupe de Dialé-Daléma.

**La tourmalinisation** est responsable de la formation de tourmalinites dans le Supergroupe de Dialé-Daléma. Elle est très intense dans les roches sédimentaires où la tourmaline constitue l'essentiel du ciment des tufs, des conglomérats et des brèches. Elle est également disséminée



dans les schistes, les micaschistes et dans les faciès tardifs des granites de Saraya et de Boboti. La tourmaline est essentiellement de type dravite (Cesbron et al., 1984; Ndiaye et Guillou, 1997), qui proviendrait de fluides hydrothermaux borés.

**L'albitisation** se manifeste par une forte teneur d'albite (70 à 90%) dans les roches, en rapport avec des processus complexes de transformation de minéraux primaires (plagioclases, pyroxènes) en cristaux d'albite. Ceux-ci sont disséminés dans les roches, ou forment des filonnets recoupant les différentes formations. L'albitisation est un phénomène tardif qui a affecté toutes les formations (sédimentaire, volcanique, plutonique, cornéenne). Cette albitisation a été drainée par des failles et diaclases de l'accident sénégal-malien qui est ainsi jalonné par des filons d'albite et de roches albitisées (Bassot, 1987). Par ailleurs, l'albitisation aurait participé dans une certaine mesure à la genèse des gisements de fer de la Falémé (Bassot, 1997).

En dehors de l'albitisation, d'autres types de transformations minérales ont également affectées ces formations. Il s'agit essentiellement de la propylitisation qui consiste en une recristallisation des minéraux primitifs laissant toutefois subsister des structures originelles: saussuritisation, chloritisation, biotisation, carbonatation, oxydation, etc. (Bassot, 1987 ; Ndiaye, 1994).

#### **IV- VOLCANISME POST-BIRIMIEN DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA**

Il se manifeste sous forme de filons et de sills de roches basiques recoupant les formations encaissantes. Les filons de dolérite sont décrits depuis longtemps dans le COA (Hubert, 1917 ; Dars, 1960 ; Lajoinie et Bonifas, 1961). Au Sénégal, les filons de roches basiques sont connus dans les formations secondaires et tertiaires du bassin sénégal-mauritanien, ainsi que dans les formations paléozoïques et birimiennes du Sénégal oriental.

En effet, les formations birimiennes de Kédougou-Kéniéba et leurs batholites intrusifs ont été postérieurement recoupés par des filons de roches basiques. Ces filons ont fait l'objet de quelques études qui ont permis de caractériser leur pétrographie, géochimie et géochronologie (Bassot, 1966 ; Blot, 1980 ; Bassot et al., 1986). Dans les Supergroupes du Dialé-Daléma et de Mako, ces venues volcaniques post-birimiennes sont mises en relation avec la tectonique cassante qui affecte la région à différentes périodes. Les âges K/Ar sur roche totale, obtenus pour ces filons de dolérite recoupant les formations birimiennes de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, tournent entre  $358 \pm 17$  Ma et  $1339 \pm 37$  Ma (Blot, 1980 ; Bassot et al., 1986).

## V- TECTONIQUE ÉBURNÉENNE

### 5.1- Tectonique éburnéenne du Craton Ouest africain

L'organisation des formations birimiennes à l'échelle du COA résulte d'une évolution structurale polycyclique complexe (Bard, 1974) liée à l'orogénèse éburnéenne. Trois phases majeures successives de déformation éburnéenne ont été identifiées à l'échelle du COA (Milési et al., 1986 ; Ledru et al., 1988 ; Feybesse et al., 1989 ; Lompo, 2010):

- La première phase (D<sub>1</sub>) tangentielle intervient entre le dépôt d'un Birimien inférieur (B<sub>1</sub>) sédimentaire et d'un Birimien supérieur (B<sub>2</sub>) à dominante volcanique. Elle s'organise autour d'une zone de suture de direction WNW-ESE, résultant du charriage, dirigé globalement vers le Sud, du Paléoprotérozoïque sur l'Archéen. L'intensité de cette tectonique collisionnelle diminue lors que l'on s'éloigne de la bordure du socle archéen. Cette phase est pour l'essentiel responsable de l'organisation structurale du contact entre formations protérozoïques et archéennes du socle archéen de Kénéma-Man (Feybesse et al., 1989). L'hypothèse d'une phase (D<sub>1</sub>) tangentielle n'est pas admise par d'autres auteurs qui soulignent une absence de structure déformation tangentielle dans le Birimien de la dorsale de Man (Pons et al., 1995 ; Vidal et al., 1996 ; Kouamelan et al., 1997 ; Caby et al., 2000 ; Debat et al., 2003 ; Pitra et al., 2010). Ainsi, pour le Paléoprotérozoïque de la Côte d'Ivoire, Vidal et al. (1996) et Pouclet et al. (1996) ont proposé d'abandonner l'hypothèse d'une phase précoce de chevauchement affectant le Birimien. Ils proposent plutôt une déformation péri-plutonique et des mécanismes "archaïques" de l'Archéen marqués par des intrusions, des collages et des déplacements latéraux de blocs crustaux. Cette dernière hypothèse est proche de celle proposée par Vidal et al. (2010), Pitra et al. (2010) ; Lompo (2010) qui suggèrent une tectonique verticale de "sagduction" suivie par d'une tectonique horizontale dans des conditions de lithosphère paléoprotérozoïque "chaude et molle" (Cagnard et al., 2006)

- La deuxième phase (D<sub>2</sub>) transcurrente est responsable de la formation de plis P<sub>2</sub> d'extension régionale et d'une première génération de décrochement NS à NE-SW le plus souvent senestre (Lemoine, 1982, 1988 ; Vidal et Guibert, 1992 ; Bassot et Dommange, 1986 ; Ledru et al., 1988, 1989 ; Liégeois et al., 1989). Elle est localement chevauchante suivant des plans NE-SW notamment au Ghana (Milési et al., 1994) et au Sénégal (Dabo et Aïfa, 2010). Cette déformation est accompagnée d'une schistosité sub-verticale S<sub>2</sub> qui replisse la schistosité S<sub>1</sub> dans le Birimien inférieur. Cette phase tectonique est synchrone de la mise en place de plusieurs intrusions sur l'ensemble des terrains protérozoïques (Pons et al., 1992).

- La troisième phase tectonique ( $D_3$ ) est également transcurrente. Elle est marquée par des cisaillements souvent dextres reprenant le plus souvent des accidents  $D_2$ , localement associés à une foliation  $S_3$  et des plis  $P_3$ . Cette phase  $D_3$  a été d'abord définie au Burkina Faso (Feybesse et al., 1989) puis reconnue en Guinée, au Sud du Mali, au Sénégal et aux confins du Ghana et de la Côte d'Ivoire (Ledru et al., 1988 ; Ouedraogo et Prost, 1986 ; Ouedraogo, 1987 ; Dommanget et Collart, 1988 ; Ledru et al., 1988 ; Feybesse et al., 1989 ; Dabo et Aïfa, 2011). Au Burkina Faso, elle est caractérisée par un plissement accompagné de grandes zones de cisaillement souvent dextre. Celles-ci montrent entre autre une schistosité  $S_3$  ( $N50^\circ$  à  $N80^\circ E$ ), une linéation d'étirement SSW ou ESE à pendage variable et des structures rotationnelles (S/C, ombres de pression asymétrique) (Feybesse et al., 1989).

## 5.2- Tectonique éburnéenne de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba

L'orogénèse éburnéenne est caractérisée dans la plupart des régions du craton par une évolution polycyclique (Milési et al., 1989). Dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (BKK), les travaux antérieurs distinguent en général deux phases majeures de déformation éburnéennes.

La première phase traduit un contexte tectonique superficiel marqué par une schistosité  $S_0$ - $S_1$ , NE-SW à NS synchrone d'un métamorphisme schiste vert et qui apparaît parallèlement aux surfaces axiales des plis  $P_1$  (Ledru et al., 1989). Cette déformation  $D_1$  affecte uniquement (Ledru et al., 1989) les formations à dominante sédimentaire du Birimien inférieur  $B_1$  (Bassot, 1987 ; Bertrand et al., 1989) et les métavolcanites et métasédiments du Supergroupe de Mako. La phase  $D_2$  est transcurrente dans la BKK. Elle est responsable à l'échelle régionale de grandes structures plicatives et d'une première génération de décrochement NS à NE-SW, le plus souvent senestre (Bassot et Dommanget, 1986 ; Ledru et al., 1989). Les zones de cisaillement majeures les plus connues dans la BKK sont : l'"Accident Sénégal-Malienne" (ASM) (Bassot et Dommanget, 1986) et le système de failles de la "Zone Transcurrente Majeure" (MTZ) (in Ledru et al., 1991). Cette dernière zone de cisaillement sépare les Supergroupes de Mako et de Dialé-Daléma. Le fonctionnement de ces zones de cisaillement s'est effectué durant un épisode de métamorphisme de faciès schiste vert (Lemoine, 1982 ; Vidal et Guibert, 1984). Il est synchrone de la mise en place entre 2160 Ma et 2105 Ma (Dia et al., 1997) des granitoïdes dans les Supergroupes de Mako et Dialé-Daléma (Valéro et al., 1986 ; Ledru et al., 1989 ; Pons et al., 1989 ; Ledru et al., 1991 ; Pons et al., 1992 ; Hirdes et Davis, 2002 ; Gueye et al., 2008).

Les structures plicatives sont généralement à plan axial sub-vertical et à axe subhorizontal N30° à N60°. La déformation pénétrative associée à ces plis est en général une schistosité sub-verticale synchrone d'un métamorphisme schiste vert ou d'un métamorphisme de contact aux abords des intrusions granitiques. La tectonique D<sub>2</sub> entraîne dans l'ensemble sédimentaire le plissement de la première schistosité sous forme d'une vaste antiforme d'orientation NE-SW, ayant une schistosité S<sub>2</sub> comme plan axial. Des plis à axe sub-vertical P<sub>2b</sub> sont bien exprimés dans les zones de cisaillement (Dabo et Aïfa, 2010).

Pour Ndiaye (1989), hormis une possible phase de plissement mise en évidence au Sud, les formations de Dialé-Daléma ont été plissées isoclinalement et schistosées au cours d'une phase de déformation qui s'est accompagnée d'un métamorphisme schiste vert. Les structures indiquent un faible déversement vers le Sud-Est et une composante décrochante importante.

Dans la BKK, la déformation D<sub>3</sub> est caractérisée par une schistosité S<sub>3</sub> orientée N45° à N120°, associée à des zones de cisaillement essentiellement dextres et des plis en forme de "Z" (Dabo et Aïfa, 2011)

## VI- LES MINÉRALISATIONS

### 6.1- Minéralisations aurifères du Craton Ouest africain

Les formations archéennes du COA renferment d'importants gisements de fer sous forme de quartzite ferrière, appelés "Banded Iron Formations" (BIF). Les BIF sont associés à des ceintures de roches vertes et/ou des complexes basiques-ultrabasiques stratifiées qui contiennent de nombreux gîtes de Chrome (Guinée, Sierra Léone, Libéria) et de Nickel-Cobalt avec des traces de Platinum Group Elements (PGE) notamment à Biankouma en Côte d'Ivoire. Des minéralisations de Plomb, Molybdène, Etain et Wolfram sont également notées dans le domaine archéen du COA.

Quant aux formations birimiennes du COA, elles sont pauvres en BIF et présentent une gamme plus étendue de minéralisations (gisements de Zinc, Fer, Manganèse, Cuivre, etc.). Parmi les gisements du Protérozoïque inférieur du COA, l'or figure en bonne place. Selon Milési et al. (1989), les plus grands stocks d'or sont contenus dans l'ensemble sédimentaire (B<sub>1</sub>), suivi des conglomérats tarkwaiens, puis des formations volcano-plutoniques de l'ensemble B<sub>2</sub>. Les granitoïdes ne contiennent qu'une infime partie du stock d'or.

Sur la base de la nature des roches encaissantes, du type de structure hôte, de la géométrie des corps minéralisés et des paragenèses, Milési et al. (1989) distinguent dans le Birimien, 7 principaux types de minéralisations aurifères:

- Type 1: minéralisations encaissées dans des turbidites tourmalinisées (Loulo au Mali) ;
- Type 2 : minéralisations à sulfures disséminées encaissées dans des roches volcaniques ou plutoniques (Yaouré en Côte d'Ivoire, Syama au Mali) ;
- Type 3: conglomérats aurifères (district de Tarkwa au Ghana) ;
- Type 4 : minéralisations discordantes à arsénopyrite (Ashanti au Ghana) ;
- Type 5 : minéralisations quartzeuses discordantes à or natif et sulfures : polymétalliques (Poura au Bourkina faso, Kalana au Mali, Sabodala au Sénégal) ;
- Type 6 : placers alluviaux et éluviaux ;
- Type 7: gîtes latéritiques (Ity en Côte d'Ivoire).

Les types 6 et 7 sont des minéralisations secondaires alors que les cinq (5) premiers sont primaires.

Concernant le cycle métallogénique éburnéen, riche en or et en métaux de base, [Milési et al. \(1992\)](#) distinguent 3 phases métallogéniques de l'or en relation avec l'évolution tectonique éburnéenne. La première phase correspond à une période d'extension pre-orogénique (Pre-D<sub>1</sub>) qui est responsable de minéralisations variées parmi lesquelles nous avons les grès aurifères tourmalinisés de Loulo (Mali) et les minéralisations stratiformes de fer de la Falémé (Sénégal).

La seconde phase syn-orogénique (post-D<sub>1</sub> à syn-D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub>) est à l'origine des minéralisations aurifères disséminées dans les formations volcano-plutoniques de l'ensemble B<sub>2</sub> (Yaouré en Côte d'Ivoire) ainsi que des minéralisations aurifères des conglomérats tarkwaiens. La dernière phase tardi-orogénique (post-pics D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub>) est marquée par des minéralisations aurifères mésothermales. Elle est responsable des minéralisations disséminées à arsénopyrite aurifères et de l'or filonien (Ashanti, Ghana), ainsi que des filons de quartz à or natif et paragenèse à CuPb-Zn-Ag-Bi, datés à environ 2001 Ma. La grande partie de l'or du Birimien serait liée à cette dernière phase.

## 6.2- Les minéralisations aurifères de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba

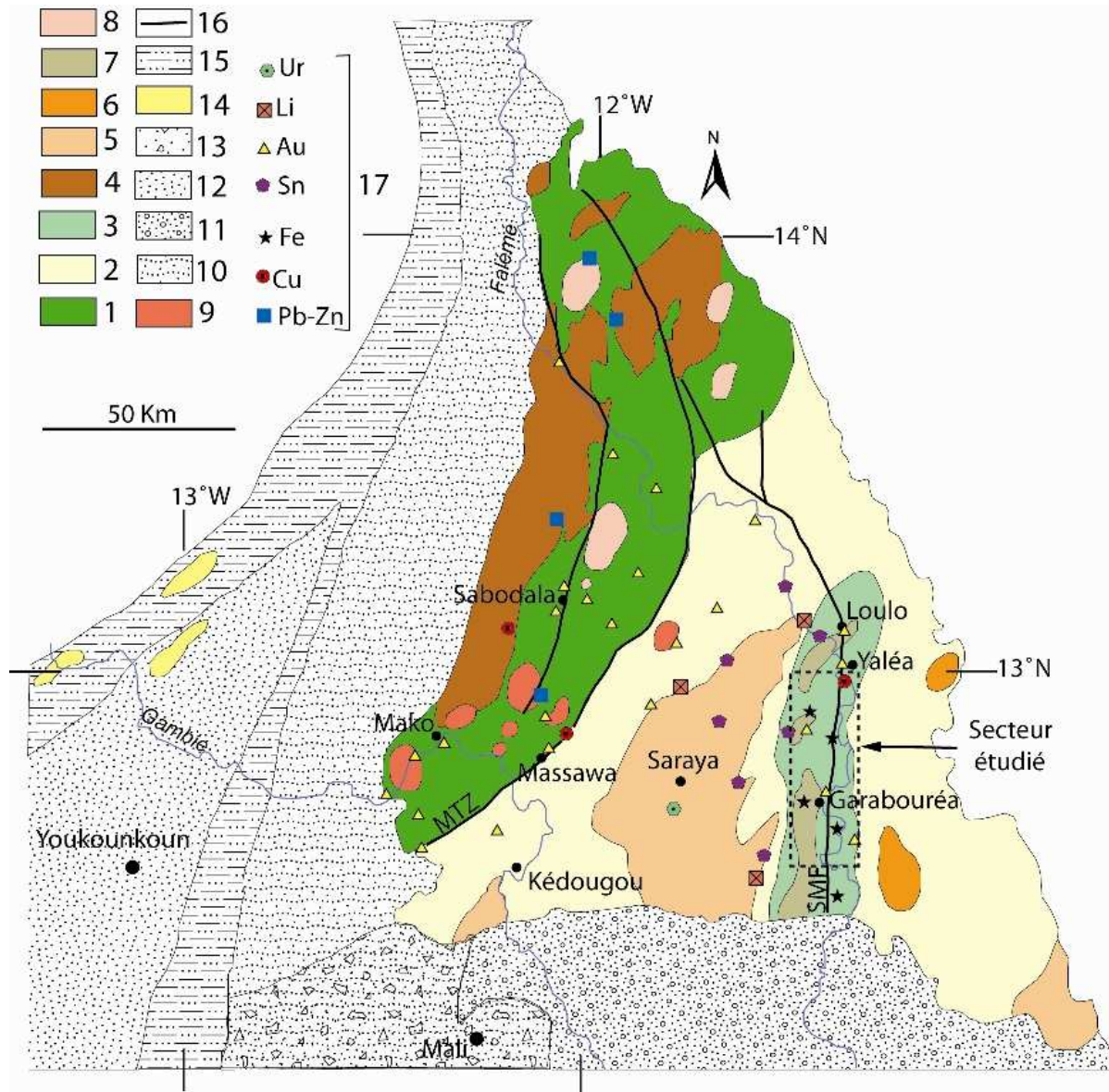
Dans le Supergroupe de Mako, le gisement de Sabodala découvert vers les années 1960 ([Gravesteijn, 1962](#)) est actuellement en exploitation par la firme australienne Mineral Deposit Limited (MDL). Ses réserves sont estimées à environ 90 tonnes métal. Les travaux de [Sylla et Ngom \(1997\)](#) ont montré qu'il s'agit d'un gisement sulfuré à filons de quartz, d'origine hydrothermale, associés à des roches volcano-détritiques acides. La minéralisation est constituée de pyrite aurifère exprimée sous forme de stockwerk silico-carbonaté ou disséminé dans la roche. Elle interviendrait durant le volcanisme acide mis en place le long des zones de cisaillement D<sub>2</sub> puis serait remobilisée par une bréchification des zones de cisaillement. Le

gisement de Massawa, découvert en 2007 par les géologues de la société Randgold Resources Sénégal, correspond à une réserve d'environ 100 tonnes métal. D'autres gisements portant des réserves moins importantes ont été découverts à différents endroits notamment à Goulouma (37,324 tonnes), à Massato et à Niakafari par la société Oromine pour des réserves d'environ 45 tonnes avec possibilité d'évolution positive par les travaux en cours. Tous ces gisements ont été identifiés dans les formations volcaniques et volcano-sédimentaires birimiennes du Supergroupe de Mako.

Dans le Supergroupe Dialé-Daléma, plusieurs travaux de prospection aurifère ont été réalisés en particulier dans la région de la Daléma. Dans le secteur de Garabouréa, les travaux de tranchées de la mission sénégal-soviétique (Chtocolov et Korj, 1973) et du BRGM (Walter et Chantraine, 1974 ; Lulzac, 1975) ont donnée, dans les structures minéralisées, des teneurs en or variant entre 6,2 et 2,43 g/t, atteignant parfois 20g/t. Dans le secteur de Karakaéne Ndi, Lulzac (1975) obtient des teneurs en or de 7,4g/t dans un puits de 7 m creusé dans les roches basiques altérées. A Karakaéne Mba, des valeurs de 0,1 à 0,6 g/t Au sont obtenus par Van Den Hende (1966-1968) sur des sondages entre 17 et 72,2 m de profondeur. A Satadougou Bafé, un filon de quartz à pyrite avec des teneurs en or de 20g/t, a été signalé par les travaux de la mission sénégal-soviétique (Chtocolov et Korj, 1973). Les travaux de prospection basés entre autre sur des sondages et des analyses géochimiques sont actuellement réalisés par des sociétés minières telles que Randgold Resources et Iamgold/AGEM. Quelques résultats recueillis sur la géochimie de l'or dans le secteur ont été présentés. Au Nord entre Kolia et Frandi, les résultats de la géochimie des roches (NDong, 2007) indiquent de fortes teneurs en or respectivement dans les quartzites (1094 ppb), pélites (60 ppb), grès tourmalinisés, rhyolites et rhyodacites (20 ppb). Les plus faible valeurs (>10 ppb) sont obtenus dans les cipolins et les volcanites. Au Sud, entre Foukhola et Boboti, les travaux de Dia (2009) ont montré que les teneurs en or anormales les plus importantes sont enregistrées dans les grès tourmalinisés à veines de quartz et intercalations de bandes de siltone (0,45 et 12,6 g/t), brèches foliées ( $\geq$  11,6 g/t), quartzites et veines de quartz NE à ENE contenues dans les albitites. Les cipolins, les albitites et surtout les argilites sont parfois minéralisés.

Par ailleurs, les études géochimiques effectuées sur la pyrite dans le secteur (Ndiaye, 1994) ont révélées que l'or en roche se concentre en grande partie dans la pyrite, et 50% des pyrites renfermant de l'or.





**Figure 1.8 :** Esquisse géologique du Sénégal Oriental avec les principaux indices minéralisés d'après Bassot (1966) et Bassot et Caen-Vachette (1984), modifiée. (1) Supergroupe de Mako, (2) Supergroupe de Dialé-Daléma, (3) Volcanisme calco-alcalin de la Daléma, (4) Batholite de Badon-Kakadian, (5) Batholite de Saraya, (6) Granitoïde de Gamaye, (7) Granitoïde de Boboti, (8) Granitoïde de type Diombaloye, (9) Granitoïde de type Bondoukou, (10) Série de Falémé, (11) Série de Ségou-Madina kouta, (12) Série de Younkounkou, (13) Série du Mali, (14) Granitoïde du Niokolo Koba, (15) Série de Bakel, (16) Zones de cisaillement. MTZ : Zone transcurrente majeure ; SMF : Accident sénégalomalien.

A Loulo, dans la partie malienne du Supergroupe, les travaux de Dommanget et al. (1993) ont souligné que la minéralisation aurifère est concentrée dans les zones fortement tourmalinisées de l'ensemble inférieur sédimentaire (B<sub>1</sub>). Elle se manifeste en minéralisation pre-D<sub>1</sub> avec de la pyrite aurifère disséminée ; minéralisation syn-tardi D<sub>2</sub> sous forme de stockwerks silico-carbonatés sulfurés associés à une faible proportion d'or natif et de sulfures disséminées ;

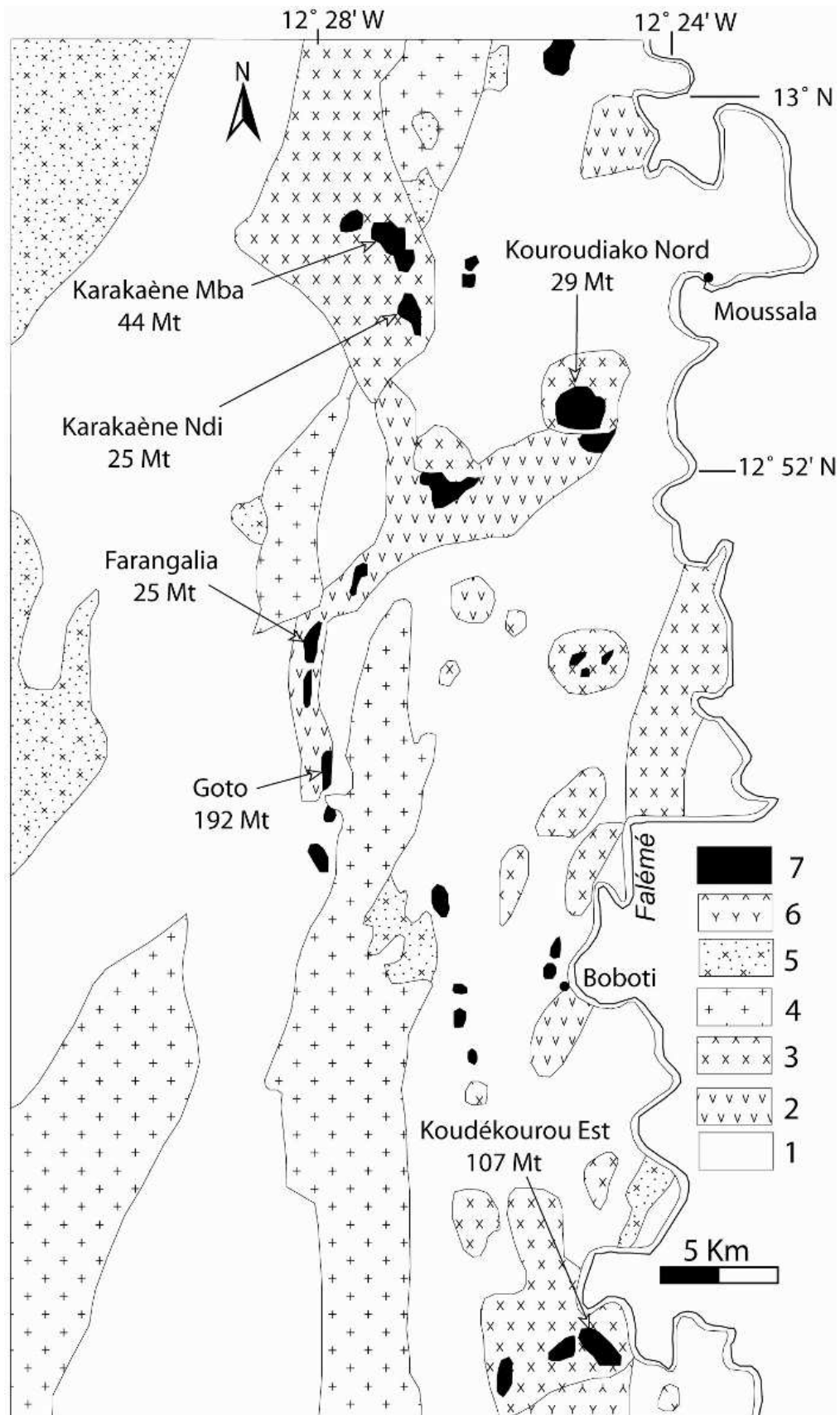
minéralisation post-D<sub>2</sub> en stockwerks provenant de la remobilisation de la minéralisation pre-D<sub>1</sub>.

### **6.3- Autres minéralisations dans la BKK: le Fer de la Falémé**

D'autres types de minéralisation (Cu, Pb, Zn, Fe, etc.) ont été identifiées dans la BKK. Parmi ces minéralisations, les gisements de fer de la Faléma occupent une place importante.

Plusieurs travaux furent réalisés sur ces minerais de fer de la Falémé ([Société des Mines de Fer du Sénégal Oriental, Miferso, 1975 -1982](#) ; [Witschard, 1965](#) ; [Milési et al., 1989](#) ; [Wade, 1985](#) ; [Schwartz et Melcher, 2004](#)). Les principaux gisements sont, du Nord au Sud : Karakaène, Kouroudiako, Farangalia, Goto et Koudékourou ([figure 1.8](#)). Pour la totalité du secteur de la Daléma, les estimations de réserves s'établissent à 320 Mt de minerai supergène enrichi à 59 % Fe et 320 Mt de minerai primaire à 42 % Fe ([Sustrac, 1984](#)). Des estimations d'environ 750 millions de tonnes de réserves totales de minerai de fer (hématite et magnétite) seraient aujourd'hui atteintes par les travaux du groupe Arcelor Mittal ([Krajka., 2007](#)). Les hypothèses sur la genèse de la minéralisation font l'objet de controverses scientifiques ([Witschard, 1965](#) ; [Wade, 1985](#) ; [Milési et al., 1989](#) ; [Bassot, 1997](#)). Pour la plupart de ces hypothèses, les sulfures sont les derniers minéraux à précipiter.





**Figure 1.9 :** Géologie du district ferrifère de la Falémé (d'après Witschard, 1966 ; Sustrac, 1984 ; Schwartz et Melcher, 2004, modifiée). 1 : métasédiments détritiques ; 2 : andésite ; 3 : diorite ; 4 : granodiorite ; 5 : granite ; 6 : tonalite ; 7 : amas de magnétite. Mt : million de tonnes.

Quelques résultats des différents travaux des prospections minières menés dans les formations birimiennes du Supergroupe de Dialé-Daléma (BKK) et leurs intrusions magmatiques, sont consignés dans le **tableau 2** ci-dessous.

Super-groupe	Anomalies	Localisation	Travaux miniers	Résultats majeurs
<b>DALEMA</b>	<b>BOTO</b>	Secteur de Boto – Daorala	-Cartographie de régolite -Cartographie géologique -Tranchée -Echantillons de sol -Echantillons de termitières	Carte magnétique, carte géologique <b>1. Lithologie avec :</b> - à l'Ouest de l'accident sénégal-malien (ASM) des turbidites, des schistes noirs à sulfures à plis pluri-kilométriques. Métalotectes dans les brèches ; - à l'Est de l'ASM des sédiments (grès à tourmaline et conglomérat). <b>2. Minéralisations :</b> <b>Au</b> lié aux veines de quartz en échelon en relation avec l'ASM ou localisé à l'intersection des failles ou lié à la diorite intrusive ; <b>Cu</b> également présent ; <b>Au</b> dans les échantillons de sol et de termitières.
	<b>DAORALA</b>	Secteur de Boto – Daorala	-Cartographie géologique -Echantillons sol -Echantillons de termitières	Unités sédimentaires (quartzites noires) associées à une anomalie <b>Au</b>
	<b>BAMBADJI</b>	Secteur de Bambadji – Bandiassé	-Topographie -Tranchées - Sondages carottés -Géophysique VLF -Echantillons de termitières	Lithofaciès : schistes affectés par des phases de déformation et intensément hydrothermalisés (schistes graphiteux dolomitisés). Intrusion de diorite dans les schistes. Calcaires affectés par une zones de cisaillement. Turbidites et grès à tourmaline. Prospects représentés par des gossans, albitites, zones de cisaillement dolomitisés. <b>Au</b> associé aux veines de quartz à tourmaline bréchifiant un filon d'albitite.
<b>DIALE</b>	<b>BEROLA</b>	Secteur de Bérola	-Géophysique aéroportée -Cartographie géologique -Echantillonnage de placers - Sondages	
<b>DIALE – MAKO</b>	<b>KANOUME RING</b>	Zone de transition Mako-Dialé	- Electromagnétisme aéroporté - Aéromagnétisme - Tranchées - Géochimie de sol - Sondages	- Métasédiments de Dialé, - Gabbro, - Volcano-sédiments (tufs felsiques), - Andésites à intercalations de sédiments et de cherts, - Granite de Tinkoto, plutonites basiques - Deux zones anormales mises en évidence par la géochimie de sol, - Sondages avec très faibles anomalies, - Métalotectes : veines de quartz + Au

**Tableau 2.** Indices de minéralisations dans les formations birimiennes de Kédougou (Supergroupes de Dialé-Daléma et Mako).

## VII- LES MODÈLES GÉODYNAMIQUES DE LA BOUTONNIÈRE DE KÉDOUGOU-KÉNIÉBA

L'évolution structurale des terrains paléoprotérozoïques du COA est interprétée en terme de tectonique polycyclique par les différents auteurs. La base de l'évolution polycyclique est le caractère polyphasée de la déformation et du métamorphisme, reconnu dans différentes régions du COA (Bard, 1974 ; Ledru et al., 1991 ; Milési et al., 1992). Actuellement, Bassot (1987) et Bertrand et al. (1989) reconnaissent le caractère polycyclique de l'évolution tectonique des formations birimiennes de la BKK. Ces auteurs soulignent que la base des Supergroupes de Mako et de Dialé-Daléma est affectée par une tectonique polyphasée. Pour Ledru et al. (1991), cette évolution tectonique polyphasée s'intègre dans un modèle géodynamique comprenant quatre phases: (i) mise en place des formations dans un bassin intracratonique, (ii) première phase de déformation affectant l'ensemble inférieur sédimentaire et traduisant un contexte tectonique assez superficiel avec probablement une tendance à l'écaillage; (iii) phase distensive B<sub>2</sub>, associée à des émissions volcaniques de nature et de site variable, et au dépôt de séries gréso-conglomératiques fluvio-deltaïque dans un bassin en dehors d'une zone d'émission volcanique ; (iv) seconde phase tectonique transcurrente éburnéenne caractérisée par la mise en place de complexes granitiques le long de structures profondes décrochantes senestres.

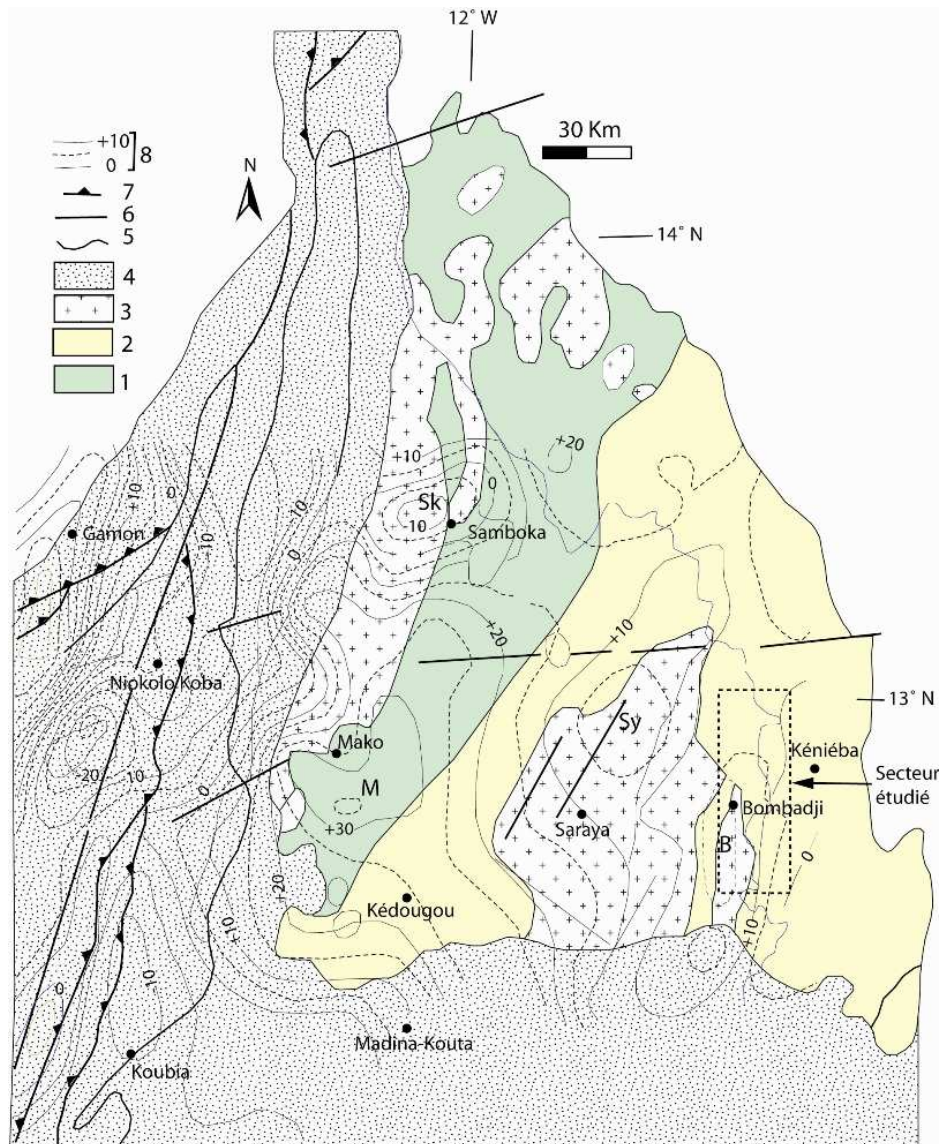
Bassot (1987) suggère que le complexe volcano-plutonique de la Daléma est lié au grand cisaillement crustal de l'Accident Sénégal-Malien (ASM) le long duquel seraient ensuite installés des bassins subsidents à l'image du volcanisme tardi-hercynien de l'Europe occidentale. Ce modèle diffère de celui des rifts intracontinentaux puisque l'extension orthogonale est remplacée par le coulisement qui affecte non seulement le socle cratonisé mais un cadre beaucoup plus complexe.

Pour Ndiaye (1994), les masses calco-alcalines de la Daléma, pourraient être générées par un mécanisme de subduction avec une poussée orientée en direction du SE. Cette subduction entraînerait la destruction d'une croûte océanique et la naissance de grandes masses de roches volcano-plutoniques calco-alcalines. Cet auteur souligne toutefois l'absence d'arguments complémentaires étayant cette hypothèse.

## VIII- GEOPHYSIQUE

Les études géophysiques portant sur les formations birimiennes de la boutonnière de Kédougou (**figure.1.10**) concernent les travaux de la CGG (1962), de Guétat (1981) et de Ponsard (1985). Ponsard (1985) y distingue quatre anomalies gravimétriques majeures :

(i) *L'anomalie positive de Mako* qui est représentée par une plage de +30 mgal en forme de croissant atteignant localement +35 mgal. Cette anomalie, également soulignée par l'aéromagnétisme, se superpose au corps de pyroxénites de Mako. Elle recoupe au Sud, les structures birimiennes du Dialé et pourrait refléter une intrusion basique post-birimienne (**figure 1.10**).



**Figure 1.10:** Carte géologique simplifiée du Sénégal oriental montrant la superposition de l'anomalie résiduelle et des contours géologiques (d'après Ponsard, 1985, modifiée). 1 : Supergroupe de Mako ; 2 : Supergroupe de Dialé-Daléma ; 3 : granitoïdes intrusifs ; 4 : Protérozoïque supérieur et paléozoïque ; 5 : contours géologiques ; 6 : failles ; 7 : chevauchements ; 8 : anomalies résiduelle intervalle de 5 mgal. B : anomalie positive de Bambadji ; M : anomalie positive de Mako ; Sk : anomalie négative de Samboka ; Sy : anomalie négative de Saraya.



(ii) *L'anomalie positive Bambadji* qui est représentée par trois maxima (+ 15 mgal), s'alignent selon l'axe NS du massif granitique. En aéromagnétisme, le massif de Bombadji est également marqué par une zone d'anomalie intense que [Witchard \(1965\)](#), interprète comme étant liée à la présence de magnétite.

(iii) *L'anomalie négative de Samboka*, orientée ENE-WSW, recoupe la partie centrale du massif de Kakadian et se superpose à un batholite de granite alcalin mis en évidence par aéromagnétisme ([figure 1.10](#)).

(iv) L'anomalie positive de Saraya correspond à un minimum relatif orienté selon le massif granitique de Saraya auquel elle se superpose.

L'auteur conclut sur un caractère non enraciné des formations birimiennes (<3500 m) de Kédougou. Cette conclusion n'est pas partagée par [Ritz et al. \(1993\)](#) qui supposent un fort enracinement des formations du Supergroupe de Mako (ordre de 18 km).

Les données géophysiques (aéromagnétiques et radiométriques) utilisées dans le cadre de cette étude, sont celles récemment acquises par la société FUGRO pour le compte de la Direction de la Géologie et des Mines (DMG) du Sénégal. Nous en avons obtenu une copie grâce à la collaboration entre la DGM et le Département de Géologie de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar. Un article sur l'enracinement des différents massifs et sur la mise en place des filons de dolérite orientés NE-SW est en cours de rédaction.

## **IX- CADRE, PROBLÉMATIQUE, OBJECTIFS ET MÉTHODOLOGIE DE L'ÉTUDE**

### **9.1. Cadre de l'étude**

La zone d'étude est située dans la partie orientale de la région administrative de Kédougou, le long de la frontière entre le Mali et le Sénégal représentée ici par la rivière Falémé ([figure 1.9](#)). Elle forme une bande allongée NS sur environ 20 km de large et 100 km de long, entre les villages de Frandi au Nord et Boboti au Sud. La région est essentiellement couverte par un plateau latéritique dans lequel apparaît quelques affleurements de roches sédimentaires et magmatiques ainsi que des collines de fer. Les températures saisonnières varient en moyenne entre 30°C (Juillet-Février) et 35-40°C (Mars-Juin). La pluviométrie tourne autour de 1200 m<sup>3</sup>/an et les pluies sont enregistrées entre les mois de Juin et Septembre. L'hydrographie est constituée par la rivière de la Falémé et ses affluents (Daléma, Boboti, Bandiassé). La végétation est assez abondante. Le couvert végétal varie du type soudanien méridional au type guinéen avec savane dominante. La flore est beaucoup plus luxuriante le long des rivières. Le secteur est accessible grâce à la route bitumée Dakar-Kédougou-Moussala.

## **9.2- Problématique**

Depuis la découverte des mines d'or de Loulo, située au Nord du secteur d'étude en territoire malien, le prolongement Sud des formations encaissant la minéralisation de Loulo, a fait l'objet d'un regain d'intérêt. A cet effet, plusieurs sociétés minières ont tenté de retrouver le prolongement de la mine du côté Sénégalais. Cependant, la plupart des ces tentatives ont données des résultats non concluants. L'un des principaux obstacles à la prospection minière demeure le manque d'informations géologiques (lithologie, structure, etc.). C'est dans le souci de contribuer à l'élaboration de nouvelles connaissances et infrastructures géologiques dans cette partie de la boutonnière de Kédougou Kéniéba que ce travail a été initié.

## **9.3- Objectifs**

L'objectif premier est de cartographier et caractériser les formations géologiques afin établir une nouvelle carte géologique. Les différentes structures tectoniques seront également cartographiées et analysées afin d'établir un modèle tectonique. En outre, les paragenèses minérales en relation avec la minéralisation aurifère seront caractérisées, leurs relations avec la tectonique et/ou la lithologie seront établies.

## **9.4- Méthodologie**

La méthodologie sera basée essentiellement sur l'analyse et interprétation des données de terrain et de laboratoire (microscopie). L'analyse des images satellites Landsat 7 ETM (Enhanced Thematic Mapper) et MNT (Modèle Numérique de Terrain) et des images résultant des données géophysiques (radiométriques, aéromagnétiques), permettra de compléter les données de terrain.

## **9.5- Matériel**

Le matériel utilisé est le suivant : Boussole, GPS, appareil photo, marteau, cartes topographiques du secteur, images satellites (Landsat ETM7, MNT), données géophysiques (aéromagnétiques et radiométriques), lames minces et sections polies, microscopes polarisant et à réflexion.



**CHAPITRE II :**

**LITHOLOGIE ET**

**PÉTROGRAPHIE**





## CHAPITRE II : LITHOLOGIE ET PÉTROGRAPHIE DU BASSIN DE FRANDI-BOBOTI

### I- LITHOLOGIE

L'étude lithologique a consisté en une description macroscopique des différents affleurements rencontrés sur le terrain et à dégager, le cas échéant, les relations spatiales et chronologiques entre les différents faciès.

Les travaux antérieurs réalisés dans le secteur distinguent un ensemble sédimentaire de base (groupe inférieur B<sub>1</sub>) surmonté par un ensemble supérieur volcanique et hypo-volcanique (groupe supérieur B<sub>2</sub>), l'ensemble est intrudé par le cortège des granitoïdes de Boboti s.l. (Bassot, 1966, 1987 ; Milési et al., 1989 ; Dommanget et al., 1993). La succession lithologique de ces différentes roches, établie par Milési et al. (1986, 1989) et Dommanget et al. (1993), est résumée dans le **Tableau 1** et la **figure 1.7**.

La carte géologique du secteur (**figure 2.1**) résulte d'une compilation de données des cartes géologiques réalisées par Rangold Sénégal (2008), Walter et Chantraine (1974) et des données que nous avons recueillies durant nos différentes missions de cartographie lithostructures. Cette carte montre que le secteur comprend deux principaux domaines lithologiques: un domaine occidental essentiellement constitué de formations volcano-plutoniques (andésites, andésites, rhyodacites, pyroclastites, granodiorites) et un domaine oriental essentiellement sédimentaire (grès, pélites, quartzites, cipolins, grauweekes, conglomérats), traversés par des filons hypo-volcaniques (albitites, microdiorites) avec localement des lentilles de fer.

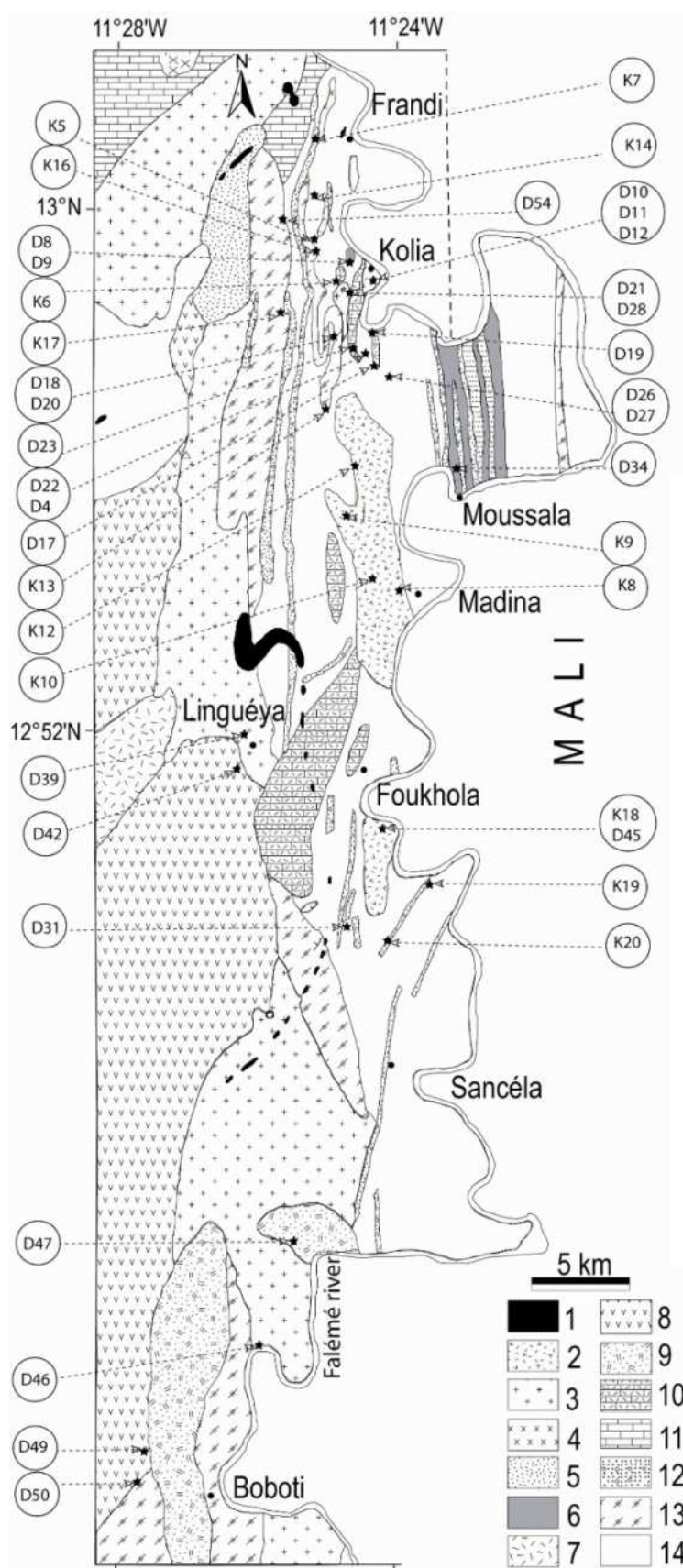


Figure 2.1 :

Carte lithologique du secteur d'étude montrant la localisation des échantillons étudiés.

(1) Collines de fer. (2) Albitites. (3) Granitoïdes. (4) Rhyolites. (5) Grès. (6) Grauwackes. (7) Brèches andésitiques. (8) Andésites. (9) Basaltes. (10) Brèches carbonatées. (11) Carbonates. (12) Grès tourmalinisés. (13) Quartzites. (14) Sédiments fins (pélites).

NB : Les dimensions de certains affleurements ne permettent pas de les représenter à l'échelle de cette carte. Cependant leur position a été indiquée par les points étoilés reliés aux numéros des échantillons. Pour la lisibilité de la carte, certains échantillons dont la lithologie est déjà représentée, n'ont pas été positionnés.

### 1.1- Les roches sédimentaires

Les formations sédimentaires constituent l'essentiel de la partie orientale du secteur d'étude. Elles sont représentées par des pélites (sédiments fins) localement turbiditiques, des grès, quartzites, carbonates (cipolins), grauwackes et conglomérats.

#### 1.1.1- Les pélites

Les pélites sont les sédiments les plus fréquents dans le secteur d'étude. Elles affleurent en plusieurs endroits notamment dans la rivière Daléma et dans les secteurs de Kolia, Madina, Moussala, ainsi qu'aux alentours de Foukhola dans la partie Sud. De couleur variable (brun à vert brun), elles sont souvent consolidées avec parfois des horizons friables. Elles sont essentiellement constituées de minéraux phylliteux et argileux. Elles montrent localement une alternance centimétrique des lits sombres riches en phyllithes et minéraux opaques et des lits clairs avec des grains quartzo-feldspathiques associés à des phyllithes (figure 2.2a). Les lits verts sombres argilo-tourmalinisés sont tendres avec une schistosité discrète (N30°) tandis que les lits clairs gréseux sont massifs et plus résistants.

Dans les zones de cisaillement, la roche devient verdâtre et fortement foliée, recoupée localement par des veines essentiellement à quartz et/ou calcite (figure 2.2b).

#### 1.1.2- Les grès

Les grès sont soit quartzeux avec une couleur souvent grise à brun clair, soit tourmalinisés avec une couleur gris sombre à noirâtre et un aspect superficiel souvent rouge sombre lié à l'oxydation.

*Les grès quartzeux* se reconnaissent par une couleur grise à la cassure fraîche et une granulométrie moyenne constituée essentiellement de grains de quartz reliés par une matrice apparemment peu abondante, souvent de couleur blanche (figure 2.2c). La roche est traversée par des veines de quartz parfois riche en pyrite associée à quelques grains prismatique d'arsénopyrite. Les meilleurs affleurements se trouvent à une dizaine de kilomètre à l'Ouest de Kolia. On trouve aussi de bons affleurements dans le secteur de Moussala et au Sud de Madina. La roche peut être en contact avec d'autres sédiments ou avec des roches volcano-plutoniques.

*Les grès tourmalinisés* forment des bancs décamétriques généralement allongés NS, intercalés dans les pélites ou associés aux quartzites, carbonates et grauwackes (figure 2.1). On les trouve essentiellement dans la partie orientale du secteur d'étude. La roche, d'aspect sombre, est généralement parcourue par de nombreuses veines blanches (à quartz, calcite, sulfure) disposés dans les plans de foliation, fentes en échelon ou simplement dans des cassures irrégulières (figure 2.2d). Sur la piste de Madina à hauteur du croisement de la route de

Moussala, elle apparaît en petites buttes d'aspect jaspoïde de couleur rouge sombre fortement veinées de blanc (figure 2.2d). L'affleurement est annoncé sur la piste par des blocs dispersés, puis forme des dômes discontinues que l'on peut suivre jusqu'à la Falémé. Dans la partie Sud, la roche semble plus claire et moins déformée. Elle est recoupée par des pipes de tourmalinite à granulométrie plus fine et constituée essentiellement de tourmaline (figure 2.2e).

### **1.1.3- Les quartzites**

Les quartzites affleurent généralement sous forme de petites collines voire de petites buttes dépassant rarement 10 m de haut. Elles ont été observées à différents endroits, notamment à l'Ouest de Kolia, au Sud de Foukhola et dans les environs de Boboti (figure 2.1). La roche, assez résistante au marteau, présente une couleur variable (gris, brun) avec de nombreuses tâches rougeâtres. Ces tâches proviennent souvent d'une altération des cristaux de pyrite qui sont localement très abondants. L'altération peut, dans certains cas, se traduire par une oxydation superficielle donnant un aspect rougeâtre à la roche (figure 2.2f). Les quartzites montrent des contacts avec les albitites, grès et carbonates et sont parfois en enclaves dans les roches volcaniques. La roche est souvent recoupée par des veines de quartz.

### **1.1.4- Les grauwackes**

Ils affleurent assez bien dans le secteur de Moussala, à côté des quartzites, grès et conglomérats tourmalinisés (figure 2.1). De petits affleurements apparaissent aux alentours du village de Kolia. La roche de couleur rosâtre, verdâtre ou grisâtre, est peu dure avec un aspect finement granulaire. Elle montre un débit schisteux parfois en frite et un litage fruste (figure 2.3a).





**Figure 2.2 :** Les roches sédimentaires détritiques.

(a) Pélite montrant une alternance de bancs clairs (Lc) finement granulaires et de bancs sombres (Ls) schisto-phylliteux. (b) Pélite foliée dans une zone de cisaillement", traversée par des veines de quartz (Vq) boudinées. (c) Grès quartzeux montrant un plan de cassure fraîche (Pc) gris clair, traversé par des veine de quartz. (d) Grès tourmalinisé fin (Gt) rouge sombre, traversé par des veines de quartz. (e) Grès tourmalinisé grossier recoupé par des veines de quartz et une pipe de tourmalinite (Pt) sombre, décrochés en dextre. (f) Quartzite fine sombre (Qt) avec des veines de quartz plissées.

### 1.1.5- Les carbonates (cipolins)

Ils sont assez fréquents dans la zone comprise entre Kolia et Frandi avec des affleurements qui sont presque à ras le sol. La roche est de couleur blanche avec un aspect sale, rose ou gris sombre, liée aux impuretés ou à l'altération superficielle (figure 2.3b). Elle montre à certains endroits un litage irrégulier marqué par une alternance de lits clairs quartzeux et de lits sombres riches en oxyde de fer. La roche peut également renfermer des lentilles pélitiques déformées et des veinules blanches à calcite et sulfures (chalcoppyrite, pyrite) (figure 2.3b). Les carbonates apparaissent en contact avec les quartzites, les pélites et les grès tourmalinisés, mais ils peuvent aussi être en intercalations parfois boudinées dans ces différents faciès. Leur contact avec les granitoïdes est marqué par des cornéennes.

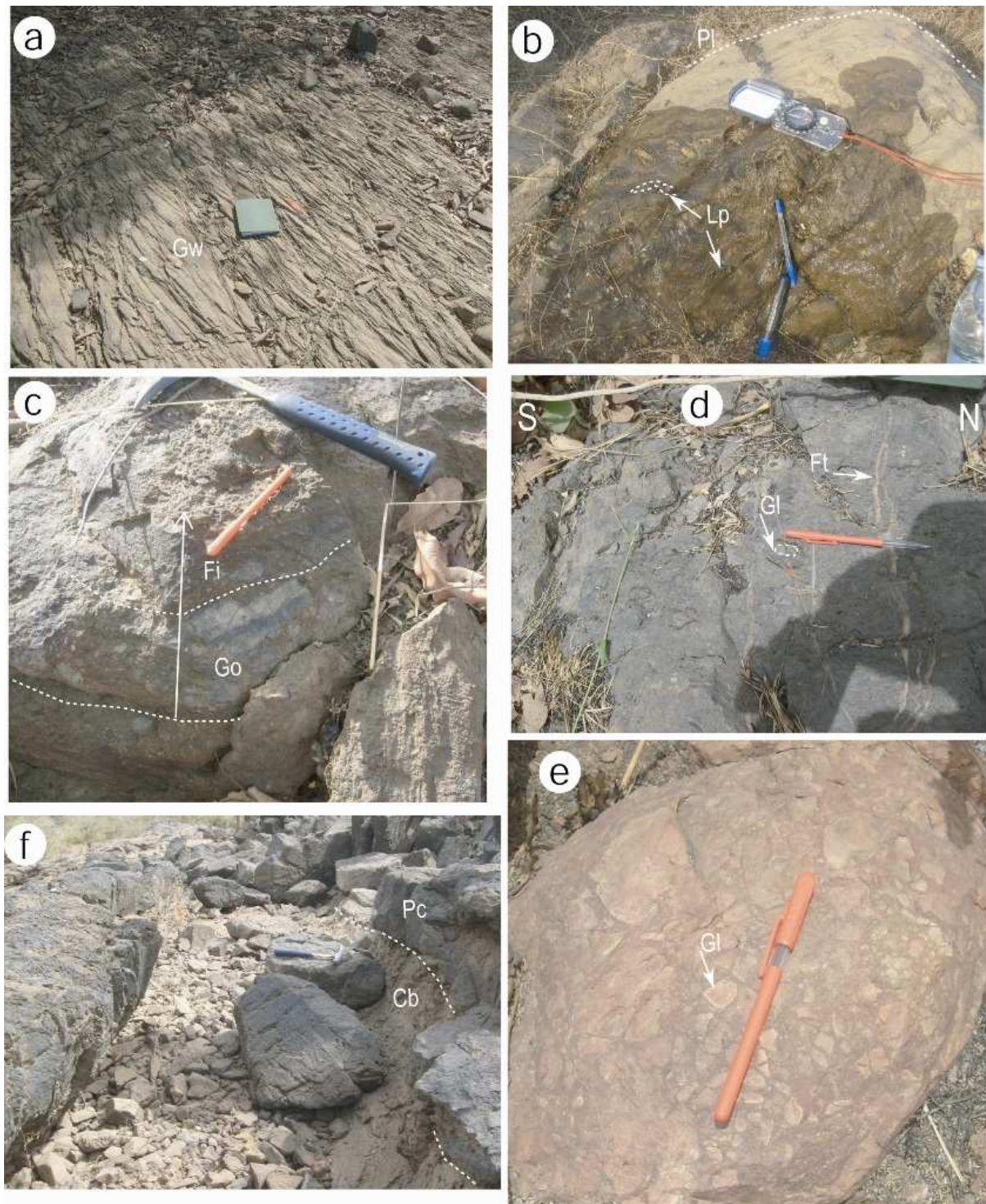
### 1.1.6- Les conglomérats

Ils sont généralement associés aux grès ou aux quartzites et s'en distingue uniquement par leur granulométrie grossière et leur composition plus hétérogène. C'est pourquoi, ils n'ont pas été différenciés de ces roches sur la carte des affleurements (figure 2.1).

A Moussala, ils sont visibles dans le lit de la Falémé où ils sont associés à des grauweekes et à des grès. Les éléments de dimension pouvant atteindre 20 cm, sont subarrondis ou anguleux avec une couleur blanche, rose ou rougeâtre (figure 2.3c). Ils sont réunis par un ciment grésos-argileux clair. Ils montrent parfois un granoclassement positif (figure 2.3c). La roche est traversée par des veines de quartz d'orientation variable.

Les conglomérats peuvent également montrer un aspect rougeâtre lié à l'altération. Les éléments de nature variable (grès, grès à tourmaline, grauweekes, carbonates, etc.) sont réunis par un ciment oxydé à tourmaline et carbonates. Les éléments sont millimétriques à centimétriques, arrondis et montrent un étirement suivant la direction de déplacement des roches (figure 2.3d). Ils sont pour l'essentiel aplatis dans la direction subméridienne. La roche est recoupée par des fentes de tension remplies de veines de quartz montrant une direction d'extension parallèle à celle du déplacement des masses rocheuses (figure 2.3d). Au Sud de Foukhola, le conglomérat est associé à un petit dôme (environ 5 m de haut) de grès à tourmaline allongée NS. La roche présente un aspect gris sombre dû à l'abondance de la tourmaline qui constitue le ciment réunissant des éléments millimétriques à centimétriques de nature variable (grès tourmalinisé, pélite, albitite, quartzite, etc.).





**Figure 2.3 :** Les roches sédimentaires détritiques et carbonatées.

(a) Grauwacke (Gw) vert sombre débité en frite. (b) Carbonate plissé montrant des lentilles pélitiques (Lp) noirâtres plissées et boudinées. (c) Conglomérat à galets hétérogènes de taille et forme variables montrant un granoclassement positif. (d) Conglomérat sombre avec des galets elliptiques allongés dans la direction NS, perpendiculairement recoupées par des fentes de tension (Ft). (f) Pyroclastite (Pc) sombre reposant sur des carbonates (Cb). (e) Conglomérat à ciment carbonaté rougeâtre (cargneule) avec des éléments anguleux.

Des conglomérats à ciment silico-carbonaté fortement imprégné d'oxyde de fer (cargneules), sont assez fréquents au Sud du secteur d'étude en particulier dans les couloirs tectoniques (figure 2.3e). La roche de couleur grise ou rougeâtre (liée à une oxydation du ciment), apparaît localement au Nord, notamment à Kolia, où elle est associée aux grès. Les éléments sont anguleux de taille et nature variables (grès, quartzite, pélite, volcanite).

## 1.2- Les roches magmatiques

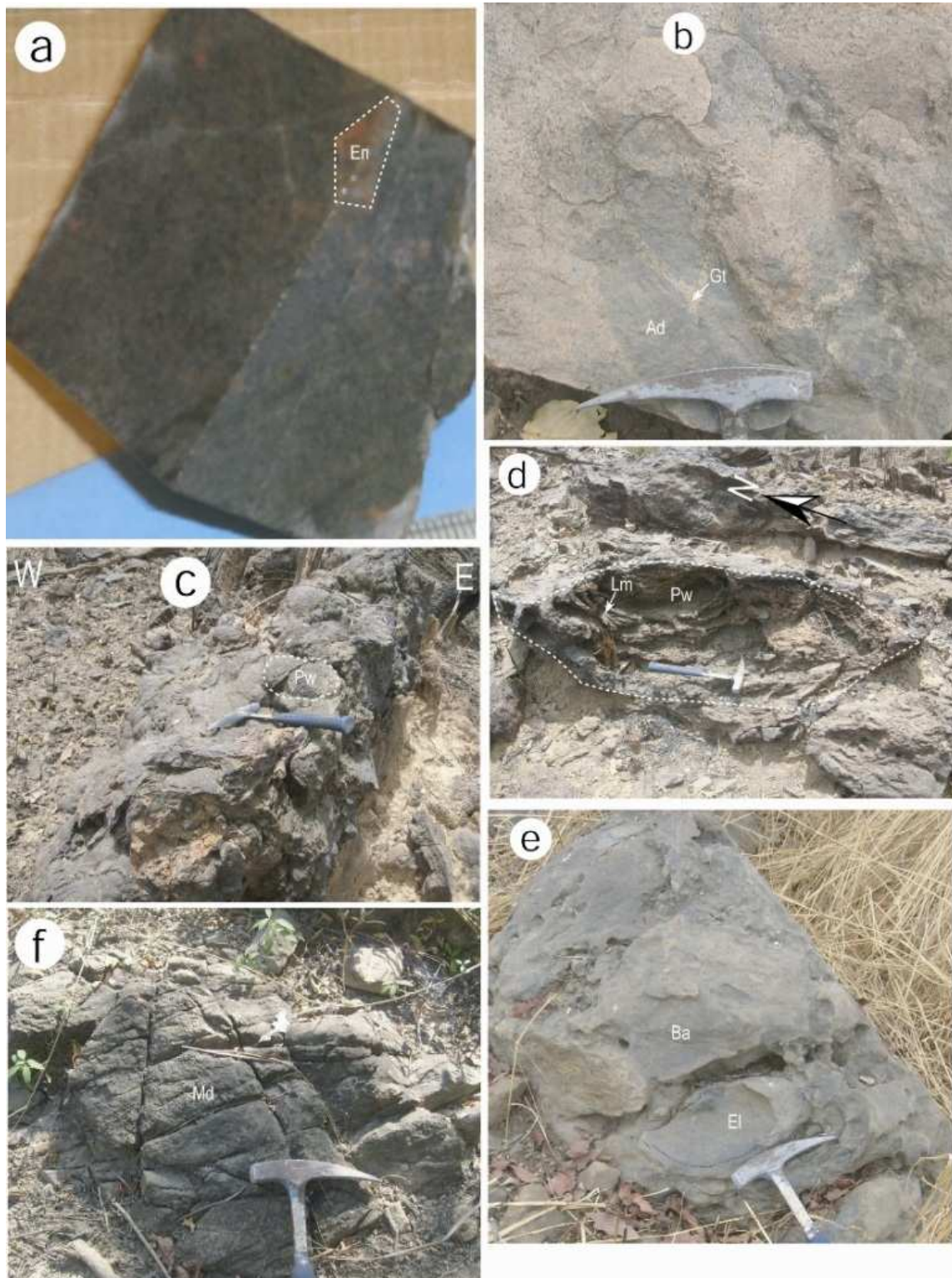
### 1.2.1- Les roches volcaniques

Les *brèches volcaniques carbonatées* affleurent sur un axe Nord-Sud depuis Kolia jusqu'à Foukhola et probablement au-delà. Il s'agit d'un mélange entre roches carbonatées et volcaniques montrant des plages de carbonates mélangées à un matériel volcanique albitisé. A l'affleurement, la roche présente un aspect superficiel noir lié à l'altération (figure 2.3f). Au SE du village de Kolia, elle présente un aspect de brèche schistosée à ciment carbonato-gréseux, avec des éléments clairs et sombres de nature respectivement sédimentaire et volcanique.

Les *andésites* constituent le terme volcanique le plus fréquent dans le secteur d'étude. Elles forment avec les brèches andésitiques presque toute la partie occidentale du Sud du secteur d'étude (figure 2.1). Ces roches d'aspect basaltique, sont très dures et de couleur vert sombre. Elles renferment des enclaves de roches sédimentaires et magmatiques (figure 2.4a) et montrent parfois une schistosité parfois bien exprimée. Elles sont localement recoupées par la granodiorite de Boboti (figure 2.4b). Localement, dans une zone de cisaillement située entre Kolia et Madina, il apparaît une roche très altérée montrant des carapaces ferrugineuses assimilables à des "pillow-lavas" (figures 2.4c,d). A Bambadji et Garabouréa, les andésites montrent localement une structure en "pillow-lava" (Schwartz et Melcher, 2004).

Les *brèches andésitiques* affleurent assez bien dans la partie centrale à l'Ouest du village de Linguéya. Elles sont aussi rencontrées en petits affleurements associés aux andésites, entre Garabouréa et Boboti (figure 2.1). La roche de couleur vert sombre et d'aspect conglomératique est constituée d'éléments centimétriques arrondis ou anguleux de nature variée (volcanites acide et basique, grès, cipolin), baignant dans un matériel volcanique.





**Figure 2.4 :** Les roches magmatiques.

(a) Andésite contenant une enclave (En) claire, anguleuse de roche sédimentaire. (b) Injection de granodiorite (Gt) dans le matériel andésitique (Ad). (c) Structure en forme de "pillow-lavas" (Pw) centimétriques, localisée dans une zone de cisaillement. (d) Structure en forme de "pillow-lavas" métriques, avec des lamelles (Lm) concentriques suggérant un débit en pelures d'oignon. (e) Brèche andésitique (Ba) avec des éléments elliptiques (El) centimétriques. (f) Filon de microdiorite altéré et fracturé.

Les éléments montrent une légère orientation probablement en rapport avec la fluidalité magmatique ou une fabrique planaire (figure 2.4e).

Les *basaltes* sont étroitement associés aux andésites sur le terrain et les deux faciès sont très proches, à peine discernables à l'œil nu. Aucun échantillon n'a été prélevé sur ces basaltes.

Les *rhyodacites* ont été rencontrés dans le lit de la Daléma à hauteur du village de Linguéya (figure 2.1). La roche est altérée avec un aspect rosâtre. Elle affleure sous forme d'un petit dôme (0.5 m de haut et 10 m de diamètre) et est probablement en grande partie recouverte par des alluvions et des blocs.

### 1.2.2- Les roches filoniennes

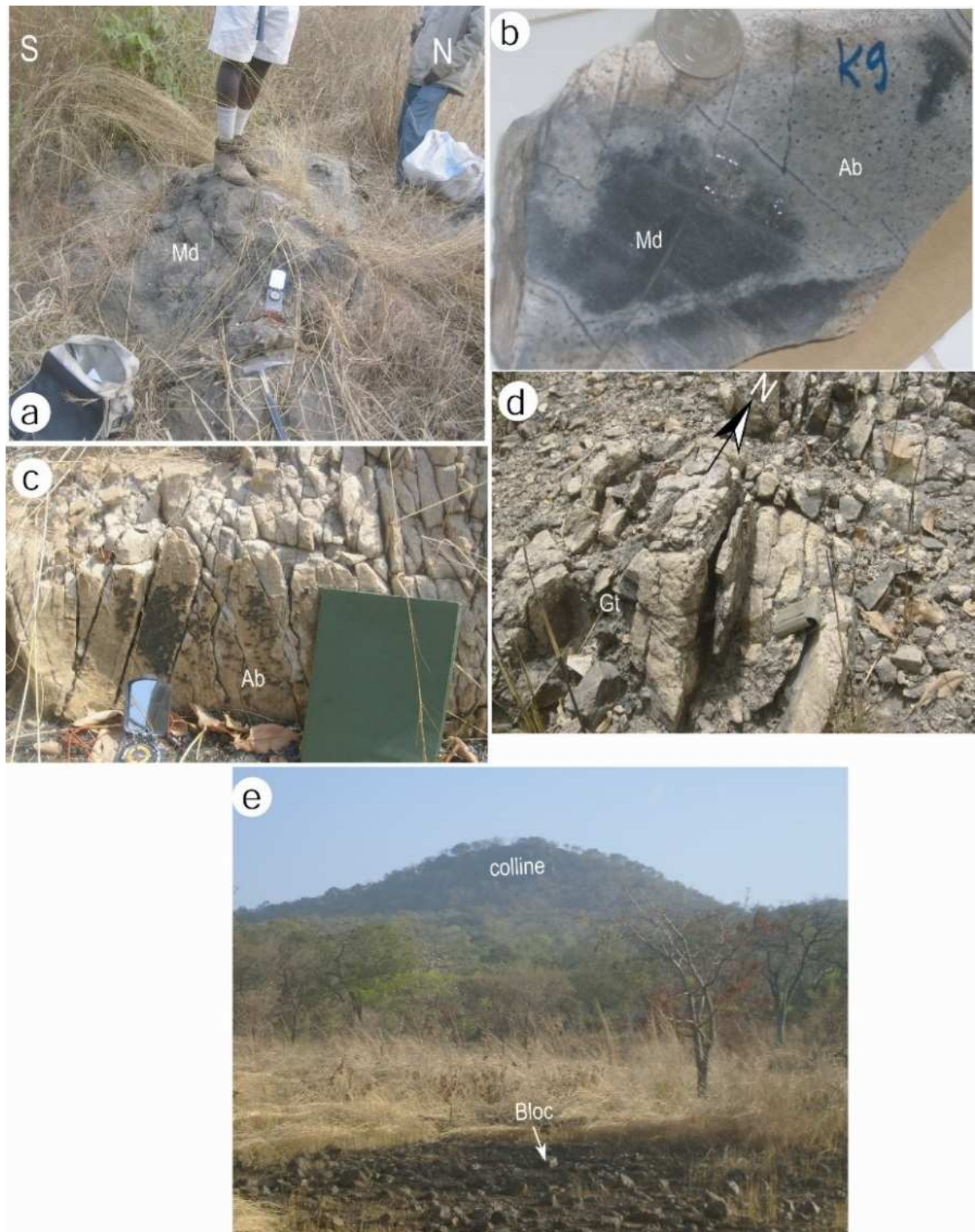
Il s'agit essentiellement de microdiorite et d'albitite. Les affleurements sont sous forme de filons décamétriques à hectométriques, allongés NS dans un encaissant sédimentaire (figure 2.1).

Les *microdiorites* forment souvent des filons larges de quelques mètres, mise en place le long des zones de cisaillement généralement orientées NS à NE. La roche de couleur vert sombre à grisâtre est souvent altérée et affectée de diaclases multidirectionnelles (figure 2.4f). Dans les cours d'eau, les affleurements sont largement masqués par les alluvions, on y observe quelques blocs épars, incrustés dans les mylonites sédimentaires des zones de cisaillement. Ailleurs, par exemple au Sud de Médina, ils forment de petits dômes souvent associés aux albitites (figure 2.5a). Le passage entre ces deux faciès est visible sur les échantillons sciés. L'albitite se forme par une altération progressive de la microdiorite. Le contact entre les deux termes est diffus et progressif (figure 2.5b). On observe en outre des tâches blanches d'albitite dans les parties fraîches de la microdiorite, correspondant à des noyaux de propagation de l'albitisation.

Les *albitites* correspondent à la roche la plus facilement identifiable dans le secteur du fait de sa couleur blanche très remarquable. Ils forment un large couloir de roche blanche, depuis Kolia jusqu'au Sud de Foukhola (figure 2.1). La roche très finement granulaire est souvent affectée par des diaclases et parfois de petits couloirs tectoniques (figure 2.5c). Elle montre localement des tâches rouges et noires d'altération.

Des *filons de dolérites* de dimensions variables (métriques à décamétriques ou hectométriques), avec un aspect finement granulaire, recoupent les formations précédentes ainsi que les massifs plutoniques.





**Figure 2.5 :** Les roches magmatiques et colline de fer.

(a) Filon de microdiorite (Md) en forme de dôme de direction subméridienne. (b) Microdiorite à bordures altérées en albitite (Ab). (c) Albitite montrant des fractures conjuguées. (d) Granodiorite (Gt) mise en place dans une zone de cisaillement orientée NS et affectée de fractures. (e) Colline de fer de la Falémé, annoncée à des centaines de mètres par des blocs de magnétite et d'hématite altérés.

### 1.2.3- Les roches plutoniques

Ils constituent, avec les andésites, 90% des formations de la partie occidentale du secteur d'étude (figure 2.1). Il s'agit essentiellement de granodiorites qui forment des masses plutoniques recoupant les formations volcaniques et sédimentaires au contact desquelles, ils développent souvent des cornéennes. La roche de couleur rose ou grise, est granulaire et montre une fabrique planaire bien marquée dans les zones de cisaillement (figure 2.5d).

Elle renferme localement des enclaves de roches volcaniques ou hypovolcaniques et sédimentaires.

### 1.3- Les collines de fer

Autours des formations plutoniques apparaissent des collines de fer constituées essentiellement de magnétite et d'hématite. Ces collines, de dimension kilométrique, peuvent atteindre une centaine de mètre de hauteur (figure 2.5e). Elles sont essentiellement localisées dans le domaine sédimentaire (figure 1.9) et disposées suivant les structures tectoniques (figure 2.1).

## II- PETROGRAPHIE

Cette étude porte sur les lames minces des échantillons orientés prélevés dans le secteur d'étude lors des missions de terrain, effectuées en Mai et Décembre 2009. L'objectif est de préciser les caractères pétrographiques des différentes formations géologiques. Les paragenèses en relation avec les minéralisations aurifères seront abordées au chapitre 5.

### 2.1- L'ensemble sédimentaire

L'ensemble sédimentaire est constitué de pélites, grès, quartzites, grauweekes, conglomérats et carbonates (cipolins).

#### 2.1.1- Les pélites

Elles présentent trois types pétrographiques liés à la teneur relative en certaines espèces minérales.

##### *Les pélites phyllito-argileuses*

Ce sont des roches à débit faiblement schisteux, présentant une coloration souvent rouge brique liée à l'oxydation. L'examen microscopique a été réalisé sur les échantillons **D4** et **D22** (figure 2.1). Il permet de distinguer des grains subarrondis de quartz et de feldspaths, noyés dans un ciment fait d'une alternance de lits verdâtres riches en tourmaline ultrafine (ou chlorite) et de lits rougeâtres argileux. Les lits verts à tourmaline cryptocristalline (ou chlorite) contiennent de petits grains non jointifs de quartz et de carbonate recristallisés, étirés

suivant la direction EW de la schistosité  $S_1$ , concordante à celle du litage primaire  $S_0$  ( $S_0$ - $S_1$ ) (figure 2.6a). La tourmaline cryptocristalline (ou chlorite verte) est mélangée à quelques fibres de chlorite bleue et de séricite. Les lits rougeâtres, essentiellement argileux, montrent de nombreuses traînées xénomorphes de minéraux opaques ainsi que des aiguilles de quartz et de chlorite (figure 2.6a). Certains opaques sont automorphes à subautomorphes, ils sont parfois entourés d'un liseré d'altération à carbonate, chlorite ou épidote (figure 2.6a).

Au litage primaire se surimpose une schistosité fruste faiblement exprimée dans les lits verts sous forme de crénulation suivant la direction  $N25^\circ$  (figure 2.6a). Des figures de chenal affectent localement le litage primaire. Des veinules constituées essentiellement de quartz et parfois d'opaques traversent la roche.

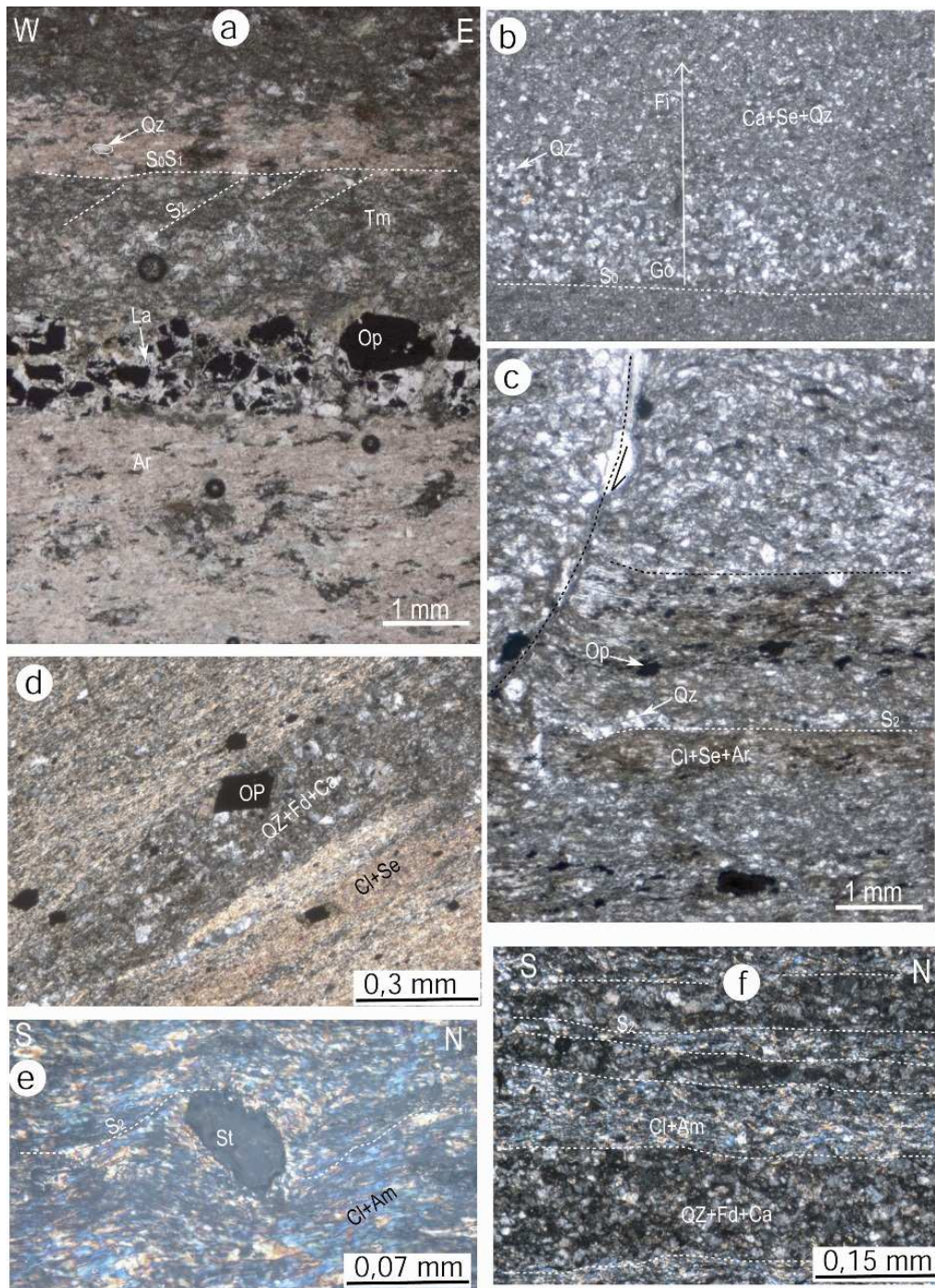
#### ***Les pélites gréseuses***

Sur les échantillons **D24, D27, D31, D26** (figure 2.1), la roche montre, au microscope optique un ciment argileux avec de fines aiguilles de séricite et de chlorite. Ces aiguilles engloutissent de menus grains subarrondis de quartz et rarement de carbonate et d'opaque (figures 2.6b,c). Dans le ciment se distingue une alternance de bancs macrogranulaires clairs riches en quartz et de bancs microgranulaires argileux rosâtres à grisâtre, moins riches en quartz. Le passage entre les bancs est progressif, marquant un granoclassement positif typique des séquences turbiditiques (figure 2.6b). En outre, des lamelles de biotite et d'amphiboles partiellement altérées sont assez fréquentes ainsi que des opaques. La schistosité est bien exprimée par l'orientation des minéraux de la roche (figure 2.6c).

#### ***Les pélites micaschisteuses (phyllito-gréseuses)***

La roche est rencontrée aux zones de contact entre granitoïdes et pélites surtout dans le secteur de Kolia où les échantillons **D7** et **K7** ont été prélevés (figure 2.1). La roche présente un ciment argilo-gréseux où se différencie une alternance de lits granulaires et de lits phylliteux (figures 2.6d,e,f). Les lits phylliteux montrent un feutrage de fines paillettes de chlorite, amphibole ou séricite très biréfringentes. Les lits granulaires sont constitués de menus grains de quartz, feldspaths et calcite (dolomite), associés à quelques feuillets de chlorite, amphibole ou séricite. Les paillettes de séricite et chlorite sont disposées à plat dans le plan de la foliation, de telle sorte qu'elles s'éteignent toutes à la fois lorsqu'on fait tourner la platine du microscope. Au contact des granitoïdes, la roche devient un véritable micaschiste à chlorite, amphibole et staurotide syn-cinématiques, emballés par les feuillets micacés (figures 2.6e,f). Des opaques montrant des queues de recristallisation remplies de quartz et de chlorite sont aussi présents.





**Figure 2.6 :** Pétrographie des roches sédimentaires pélitiques.

(a) Pélite avec une alternance de lits verts à tourmaline (chlorite?) ultrafine et lits clairs argileux. On note un dépôt stratiforme d'opakes entourés d'une couronne claire (La) à carbonate et chlorite et une schistosité de crénulation fruste (observation en lumière naturelle). (b) Pélite gréseuse avec une alternance rythmique de lits quartzo-sériciteux finement et moyennement granulaires. Noter le granoclassement positif de type turbiditique. (c) Pélite turbiditique foliée à grains étirés avec une alternance de lits microgranulaires sombres et de lits macrogranulaires clairs. (d) Pélite phyllito-gréseuse montrant une alternance de lits clairs phylliteux (chlorite, séricite) et de lits sombres granulaires (quartz, feldspaths, calcite). (e) Micaschiste à staurotide (St) syn-schisteux, résultant de la transformation des pélites au voisinage des granitoïdes. (f) Pélite micaschisteuse (proche des gneiss) avec une foliation marquée par une alternance de lits micacés et de lits quartzo-feldspathiques. Am : amphibole, Bi : biotite, Ca : calcite, Cl : chlorite, Fd : feldspath, Fi : fin, Go : grossier, Mu : muscovite, Op : opaque, Pl : plagioclase, Se : séricite, Qz : quartz, Tm : tourmaline.

D'une manière générale, les minéraux de la roche sont allongés dans les plans  $N0^{\circ}$ - $20^{\circ}$  de la schistosité, témoignant d'un écrasement tectonique. Des veinules de calcite et de quartz recoupent localement la roche.

### 2.1.2- Les grauwackes

La roche présente plusieurs sous faciès en lames minces (**D34**, **D8**).

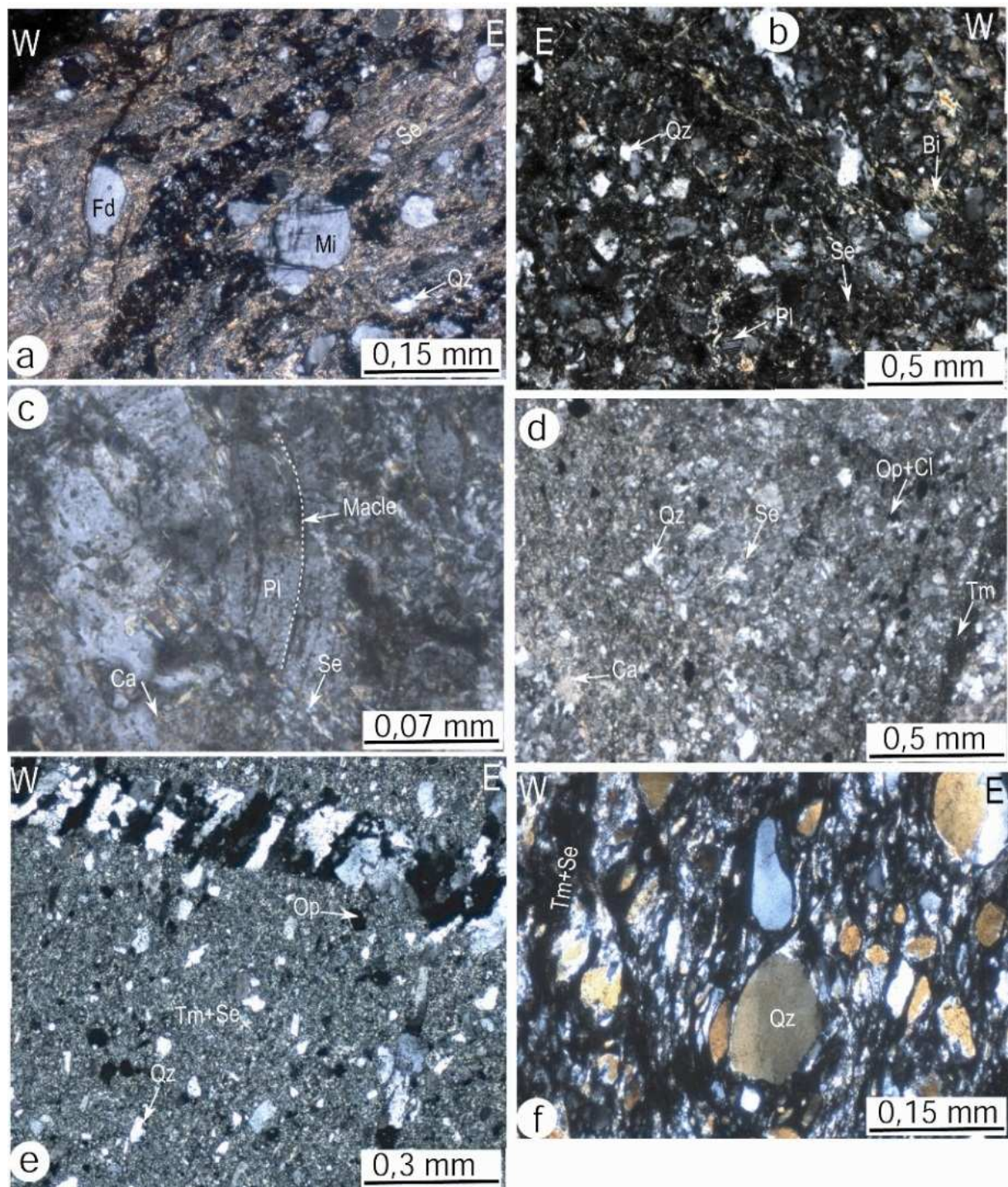
#### *Les grauwackes quartzeux*

L'échantillon **D54** est essentiellement constitué de grains elliptiques non jointifs et souvent cataclasés de quartz, de feldspaths (plagioclase, microcline) et de quelques feuillets de muscovite (**figure 2.7a**). Ces minéraux sont emballés dans un feutrage de fibres de séricite fortement crénelées suivant la direction  $N45^{\circ}$ . Le ciment peut être parfois moins abondant, formé de microcristaux quartzo-feldspathiques et de séricite (**figure 2.7b**). Les grains de quartz présentent une extinction ondulante, les feldspaths sont parfois séricitisés. Ces cristaux quartzo-feldspathiques, aplatis suivant la direction NS, sont parfois tordus. Dans l'échantillon **D34**, des cristaux moyens de quartz et feldspaths sont enrobés dans un ciment finement recristallisé en quartz, feldspaths et séricite, avec des tâches rouges d'oxydes (**figure 2.7b**). Les cristaux de quartz et de feldspaths sont non jointifs et légèrement aplatis suivant la direction  $N40^{\circ}$ . Les feldspaths sont parfois déformés, certaines sections sont altérées en carbonate (**figure 2.7c**). Le quartz est en cristaux subarrondis à extinction roulante. De petits feuillets de biotite partiellement oxydés sont localisés dans des microfailles de cisaillement orientées  $N40^{\circ}$  (**figure 2.7b**).

#### *Les grauwackes calcareux*

Dans l'échantillon **D8**, la roche présente des petits cristaux elliptiques de quartz, feldspaths, carbonates, micas et opaques, reliés par un ciment fait d'une poussière de grains de quartz, feldspaths, micas, chlorite, tourmaline et calcite. Les cristaux de carbonate sont les plus abondants, suivi des feldspaths et du quartz (**figure 2.7d**). Ce dernier montre une extinction ondulante. Les feldspaths sont souvent altérés en carbonate et certains cristaux de plagioclases sont déformés. La biotite, assez rare, est souvent remplacée par la chlorite qui est généralement associée à des opaques xénomorphes dispersés dans le ciment.





**Figure 2.7 :** Pétrographie des roches sédimentaires détritiques.

(a) Grauwaacke constitué essentiellement de feldspaths baignant dans un ciment sériciteux fortement folié. (b) Grauwaacke à ciment quartzo-feldspathique finement recrystallisé avec des feuillets de micas et des grains de quartz et feldspaths légèrement étirés suivant la direction N40°. (c) Plagioclase partiellement altéré en séricite et calcite, montrant des macles tordues dans les grauwaackes. (d) Grauwaacke calcaireux finement cristallisé en quartz, calcite contenant des lentilles ou veinules de tourmaline (Tm). (e) Tourmalinite avec une matrice cryptocristalline à tourmaline dans laquelle baigne de petits grains elliptiques de quartz, allongés suivant la direction de la schistosité. (f) **Grès tourmalinisé** montrant de gros cristaux aplatis de quartz dans une matrice essentiellement à tourmaline. Bi : biotite, Ca : calcite, Cl : chlorite, Fd : feldspath, Mi : microcline, Op : opaque, Pl : plagioclase, Se : séricite, Qz : quartz, Tm : tourmaline.

La tourmaline est soit en veinules cryptocristallines parfois plissées et boudinées, soit en amas constitués de petites baguettes automorphes, mélangées à une masse cryptocristalline. La séricite est en fines aiguilles souvent allongées dans la direction de la schistosité.

### 2.1.3- Les grès tourmalinisés

Ils présentent deux faciès pétrographiques qui se distinguent par la teneur en tourmaline et la taille des cristaux de quartz : les tourmalinites ou grès tourmalinisés fins pauvres en quartz et les grès tourmalinisés grossiers relativement plus riches en quartz.

#### *Les tourmalinites*

Dans les tourmalinites (**K13**, **K19**), la tourmaline cryptocristalline vert sombre constitue plus de 90% de la roche. Elle forme un ciment vert dans lequel baignent quelques petits grains micrométriques de quartz et d'opakes (**figure 2.7e**). Les grains de quartz sont alignés et étirés dans la direction N20° de la schistosité majeure. Quelques séricites et opakes sont perceptibles au fond de la lame. Plusieurs familles de veines recourent le ciment.

#### *Les grès grossiers*

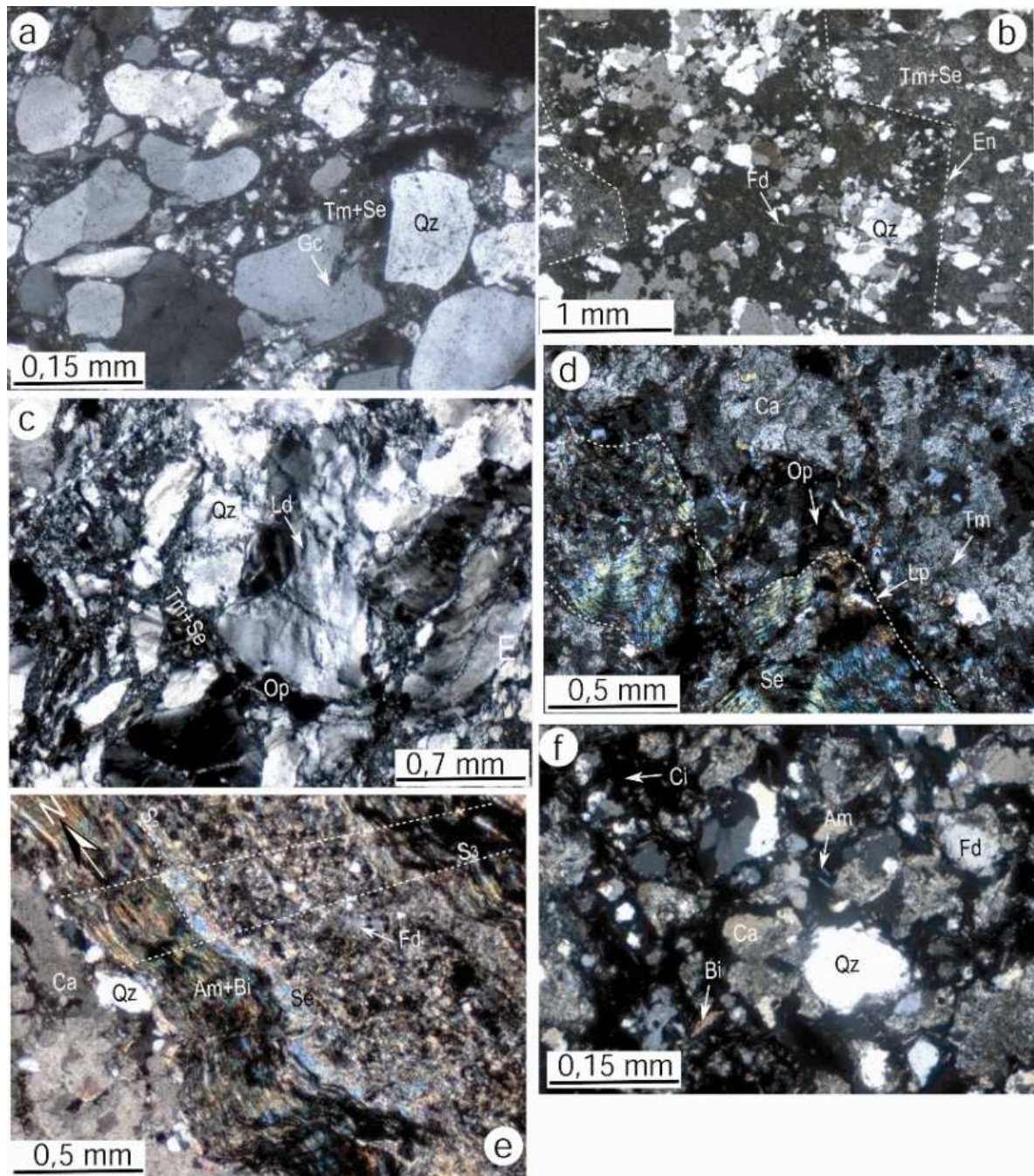
Dans les échantillons **D19** et **D18**, la roche présente des cristaux de quartz de taille et forme variables (millimétrique) flottant dans un abondant ciment à tourmaline cryptocristalline (**figure 2.7f**). Les grains de quartz sont étirés dans la direction de la schistosité et montrent une extinction ondulante et parfois des figures rationnelles. Dans certains cas (**D20**), les grains sont équants montrant un habitus volcanique (**figure 2.8a**). Le granoclassement des grains de quartz semble être positif d'Est en Ouest. De rares lamelles de séricite sont disséminées dans le ciment (**figure 2.7f, 2.8a**). Les fractures de la roche sont généralement recristallisées en fins feuillets de biotite et en plages d'oxydes. Des veines de quartz diversement orientées recourent la roche.

Dans la lame **D20**, le ciment renferme en plus des enclaves sombres, probablement de nature basique (**figure 2.8b**). Celles-ci montrent une auréole de contact oxydée entourant une mésostase altérée, avec des microlites de feldspaths à peine discernables, associées à des grains d'épidote et de fins feuillets de micas.

### 2.1.4- Les quartzites

Les quartzites (**K16**, **K17**) sont généralement tourmalinisés (**figures 2.8c**), constitués essentiellement de cristaux de quartz orientés et étirés suivant la direction de la schistosité. Le quartz montre une extinction ondulante. Certaines sections sont fortement déformées et présentent des lamelles de déformations. La matrice est peu abondante, constituée d'une fine recristallisation en tourmaline, séricite, quartz et parfois calcite, et opakes. Certains opakes contiennent des inclusions de tourmaline cryptocristalline.





**Figure 2.8 :** Pétrographie des roches sédimentaires détritiques et carbonatées.

(a) Grès tourmalinisé à quartz grossier montrant parfois des golfs de corrosion (Gc) dans une matrice cryptocristalline à tourmaline (Tm) et séricite (Se). (b) Grès tourmalinisé avec une enclave (En) sombre montrant des microlites de feldspaths dans une masse noirâtre (mésostase). Leur contact est finement oxydé. (c) Quartzites montrant de gros cristaux de quartz déformés, associés à une faible matrice à tourmaline cryptocristalline. (d) Carbonate constituée essentiellement de calcite (dolomite) avec des lentilles de pélitiques phylliteuses (Lp). (e) Micaschiste calcaireux montrant une alternance de lits phylliteux et de lits granulaires (calcaireux). Les phyllites, allongées suivant la direction de la foliation  $S_2$ , sont crénelées par une schistosité  $S_3$ . (f) Conglomérats à ciment (Ci) carbonaté sombre (cargneules) montrant des grains de quartz, feldspaths et calcite et des aiguilles d'amphibole et de biotite. Am : amphibole, Bi : biotite, Ca : calcite, Fd : feldspath, Ld : lamelle de déformation, Op : opaque, Se : séricite, Qz : quartz, Tm : tourmaline.

### 2.1.5- Les carbonates

Les carbonates ou cipolins (**K6**) ont une composition essentiellement de calcite (dolomite ?), associée à quelques grains de quartz, d'opakes et des lentilles pélitiques riches en séricite (figure 2.8d). Les grains de quartz et de calcite sont légèrement étirés et peuvent contenir de fines aiguilles de tourmaline. Les opakes et certaines aiguilles de tourmaline sont alignés ou étirés suivant la direction de la schistosité. A proximité des intrusions plutoniques, la roche est transformée en micaschistes montrant une alternance de lits phylliteux à micas et amphiboles et de lits granulaires essentiellement à calcite (dolomite) avec quelques quartz et micas (figure 2.8e).

### 2.1.6- Les conglomérats

#### *Conglomérats à ciment carbonaté*

Communément appelée cargneule, il s'agit d'une brèche sédimentaire à ciment carbonaté et fortement imprégné d'oxydes donnant localement une teinte sombre au ciment (figure 2.8f). Elle est assez fréquente dans le secteur Sud en particulier dans les couloirs tectoniques. Au microscope, des grains de quartz et de feldspaths xénomorphes à subautomorphes non jointifs, baignent dans un ciment carbonaté oxydé (figure 2.8f). Le quartz, à grains de taille variable, présente une extinction ondulante. Certaines sections sont totalement recristallisées en plage de sous grains à bordures dentelées. Les feldspaths sont très altérés et transformés en séricite et carbonate. De fines aiguilles automorphes d'amphiboles ainsi que des feuillets de biotite partiellement chloritisés apparaissent localement dans le ciment.

A côté des cargneules, on distingue des brèches schisteuses à ciment silico-carbonaté, avec des éléments de nature volcanique et sédimentaire (**D52**). Le ciment est microgranulaire avec des grains de carbonate, quartz et feldspaths, associés à quelques lamelles de chlorite, de séricite ainsi que des microbagues de tourmaline. Les enclaves basiques sont constituées de reliques de clinopyroxènes à clivages bien préservés et d'une mésostase altérée, recristallisée en quartz, feldspaths, chlorite, épidote et carbonate (figures 2.9a,b). Des microbagues de tourmaline ainsi que des opakes xénomorphes apparaissent dans la mésostase. Les enclaves sédimentaires sombres sont des grès à ciment de tourmaline cryptocristalline. Elles sont étirées et boudinées suivant la direction de la schistosité (figure 2.9a). La schistosité, assez discrète, est soulignée par l'étirement de la plupart des minéraux et enclaves de la roche.

### 2.1.7- Les brèches pélitiques

Des brèches intraformationnelles à éléments pélitiques (**D9**) affleurent au Sud de Kolia. Au microscope, on distingue des grains de quartz, feldspaths et calcite de taille moyenne reliés par un ciment silico-carbonaté à fines lamelles de séricite, biotite et chlorite. Les feuillets de

chlorite, amphibole et biotite sont parfois allongés suivant des directions de schistosité. Ils sont parfois associés à des opaques xénomorphes. C'est dans cet ensemble grauwakeux que flottent des fragments xénomorphes de pélites finement granulaires ([figure 2.9c](#)). Les éléments pélitiques sont essentiellement constitués d'un ciment cryptocristallin sériciteux et quartzo-feldspathique. Ces éléments pélitiques sont parfois faiblement schistosés et peuvent présenter des horizons turbiditiques.

### **2.1.8- Les poudings**

L'échantillon **D34b** a été récolté à Moussala sur les niveaux microconglomératiques boudinés dans les grauwalkes. Macroscopiquement, on distingue des galets centimétriques étirés. Ils sont de nature et couleur variables et sont reliés par un ciment grés-argileux localement ferrugineux. Des grains de quartz et de feldspaths sont parfois visibles à l'œil nu. Des veinules de quartz, orientées N140°, recoupent l'ensemble des deux faciès.

## **2.2- Les roches magmatiques**

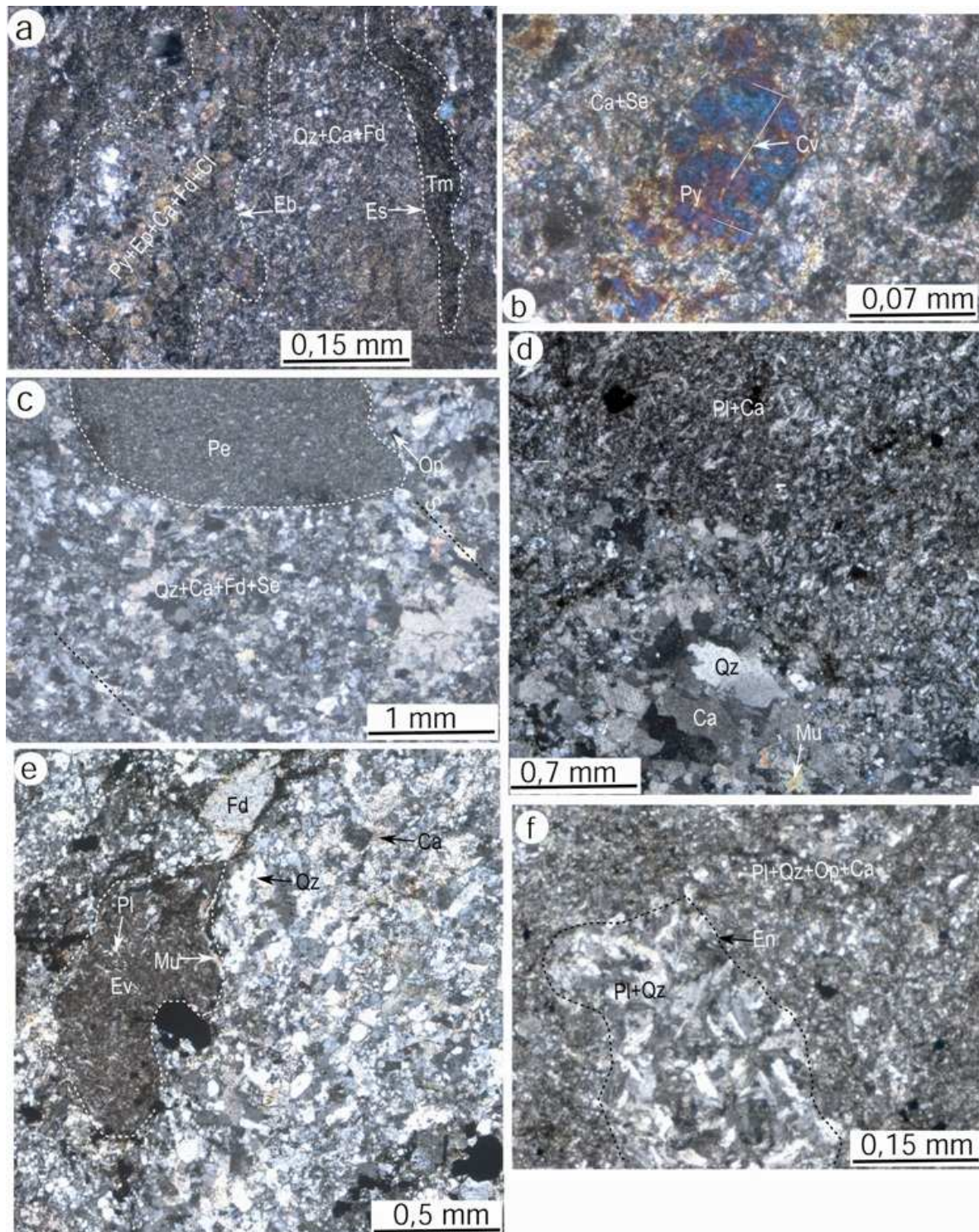
### **2.2.1- Les roches volcaniques**

#### ***Les Pyroclastites***

A Kolia (**D10**, **D11**, **D12**), les roches pyroclastiques sont associées à des carbonates (cipolins) et montrent une patine noire d'altération superficielle. Elles renferment des fragments de microdiorite, d'andésite et de carbonate. Le fond de la roche est microcristallin à feldspaths et carbonates avec quelques quartz, séricite, opaques et muscovite. Les feuillets de muscovite sont de taille moyenne et sont souvent localisés dans la zone de contact entre les pyroclastites et les cipolins ([figure 2.9d](#)). La mésostase est peu abondante et légèrement vacuolaire. Les enclaves andésitiques se distinguent par leur aspect sombre et leur texture microlitique avec des microlites de feldspaths noyés dans une mésostase altérée, assez riche en opaques ([figure 2.9e](#)). Les enclaves dioritiques à texture grenue sont composées essentiellement de plagioclases (~80%) associés à quelques cristaux de quartz ( $\leq 5\%$ ), de feldspaths alcalins ( $\leq 5\%$ ) et d'opaques ([figure 2.9f](#)). Les enclaves de carbonate montrent essentiellement de gros cristaux de calcite (~80%) mélangés à quelques grains de quartz, parfois à des lamelles de muscovite.

Ces brèches injectées dans les carbonates seront par la suite déformées par les événements tectoniques ultérieurs. Le contact entre les brèches et les carbonates est marqué par une couronne métamorphique assez nette, riche en oxydes. Dans l'échantillon **D23**, les éléments sont pélitiques, de nature séricito-argileux, reliés par un ciment volcanique riche en épidotes.





**Figure 2.9 :** Pétrographie des conglomérats et brèches.

(a) Brèche schisteuse silico-carbonatée montrant des enclaves xénomorphes basiques (Eb) et sédimentaires (Es) dans une matrice à calcite, quartz et feldspaths. Les enclaves basiques montrent des clinopyroxènes (Py) à clivages (Cv) bien exprimés, les enclaves sédimentaires sont tourmalinisées. (b) Clinopyroxène avec deux directions de clivages perpendiculaires. (c) Brèche intraformationnelle à fond grauwakeux, exhibant un fragment de pélite gréseuse. (d) Pyroclatites avec un mélange hétérogène de matériel volcanique à microlites de plagioclases et de matériel sédimentaire à quartz et calcite. (e) Fragment andésitique (Ev) baignant dans une mésostase quartzo-feldspathique microgranulaire. (f) Enclave dioritique (En) dans une masse quartzo-feldspathique microgranulaire. Ca : calcite, Cl : chlorite, Ep : épidote, Fd : feldspath, Mu : muscovite, Op : opaque, Pl : plagioclase, Se : séricite, Qz : quartz, Tm : tourmaline.

La roche est affectée par des déformations sous forme de plis et de cisaillements (figure 2.10a).

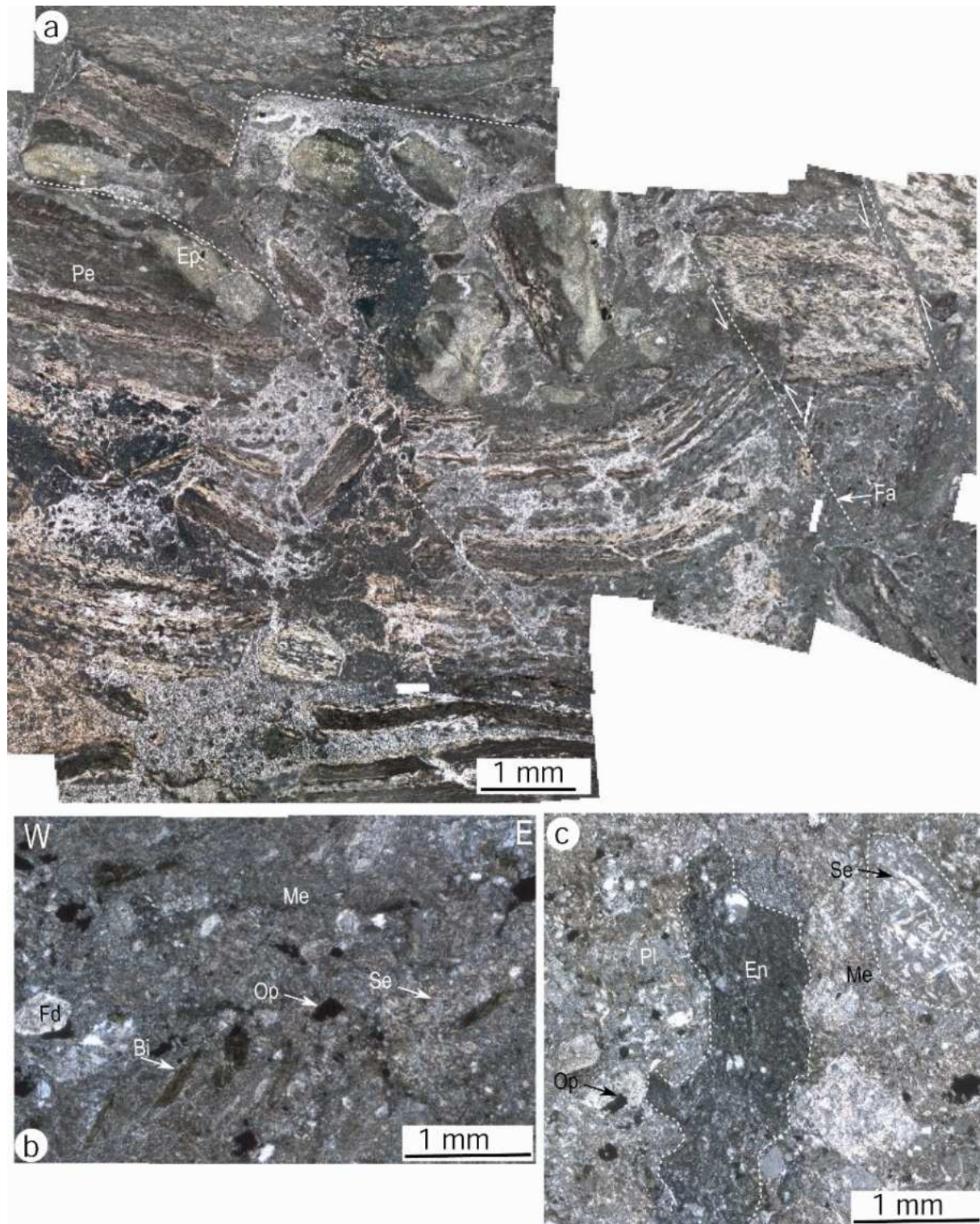
### ***Les rhyodacites***

Pour l'échantillon (D39), la roche est d'aspect tufacé et montre une mésostase ocre avec des éléments de taille, de couleur et de forme variables. Au microscope, elle est composée de feldspaths (plagioclases, sanidine), biotite, quartz, muscovite, séricite, opaques et fragments de roches sombres de natures volcanique et sédimentaire (figures 2.10b,c). Ces différents éléments flottent dans une mésostase cryptocristalline à quartz, feldspaths, séricite et carbonate. Les fragments volcaniques sont de nature andésitique. Ils sont constitués de petites baguettes de plagioclases dispersées dans une mésostase sombre, montrant de petites tâches noires d'opaques. Les fragments sédimentaires correspondent à des grès à tourmaline ultrafine associée à quelques petits cristaux de quartz et d'opaques et rarement à des feuillets de muscovite (figure 2.10c). La muscovite et le quartz sont généralement disséminés dans la mésostase altérée. Le quartz se présente en petits cristaux xénomorphes avec une extinction roulante. Les feldspaths sont en phénocristaux généralement séricitisés (figures 2.10b,c). Ils sont constitués de plagioclase (~40%) à macles à peine discernable et de sanidine (~20%) à macles encore bien préservées. Certaines sections montrent des fractures et/ou des golfes de corrosion remplies de liquide de mésostase quartzo-feldspathique. La biotite forme des feuillets allongés suivant les directions NS et N40° avec parfois des plans de clivages souvent déformés (figure 2.10b). Elle est parfois entière ou partiellement transformée en chlorite et opaques. Les opaques sont assez abondants ( $\leq 16\%$ ) et se présentent soit en cristaux subautomorphes disséminés dans la mésostase, soit en cristaux xénomorphes occupant les plans de clivages et les zones d'altération des minéraux ferromagnésiens. D'une manière générale, les cristaux de la roche sont réorientés.

### ***Les andésites***

La roche (D47 et D50) apparaît verdâtre à l'affleurement. En lame mince (figure 2.11a), la texture est microlitique composée de phénocristaux de feldspaths et d'amphiboles, baignant dans un fond pauvre en verre et riche en menus cristaux de plagioclase et d'amphiboles. Les amphiboles forment des aiguilles groupées ou isolées. Certaines sections d'amphiboles sont altérées en chlorite avec des fines inclusions de quartz. La chlorite est en cristaux xénomorphes ou automorphes. Elle apparaît soit associée aux amphiboles, soit en petits feuillets dispersés dans la mésostase.





**Figure 2.10** : Pétrographie des roches magmatiques volcaniques.

(a) Brèche à fragments pélitiques (Pe) flottant dans une mésostase microcristalline riche en épidote (Ep). La bréchification est suivie par une déformation sous forme de microcisaillement (Fa) et plissement (Pl). (b) Rhyodacite montrant une mésostase (Me) microgranulaire séricitisée dans laquelle sont noyés des phénocristaux de feldspaths, biotite et opaques. Les feuillets de biotite sont orientés et quelques cristaux de quartz sont présents. (c) Enclave sédimentaire (En) dans une mésostase rhyolitique avec des phénocristaux de feldspaths séricitisés. Bi : biotite, Fd : feldspath, Op : opaque, Pl : plagioclase, Se : séricite.

Les phénocristaux de feldspaths, légèrement séricitisés, sont constitués essentiellement de plagioclases. Le quartz et les opaques ( $\leq 2\%$ ) sont en petits grains xénomorphes, souvent associés à des minéraux ferromagnésiens en altération. D'une manière générale, les microlites de feldspaths et les aiguilles d'amphiboles sont orientés NS, témoignant d'une fluidalité magmatique ou d'une fabrique tectonique. Des veinules composées de grains de quartz et de calcite, mélangés à des aiguilles de chlorite et d'amphiboles, traversent les différents éléments de la roche. Elles montrent parfois une forte concentration d'opaques sous forme de plages xénomorphes associées aux minéraux ferromagnésiens.

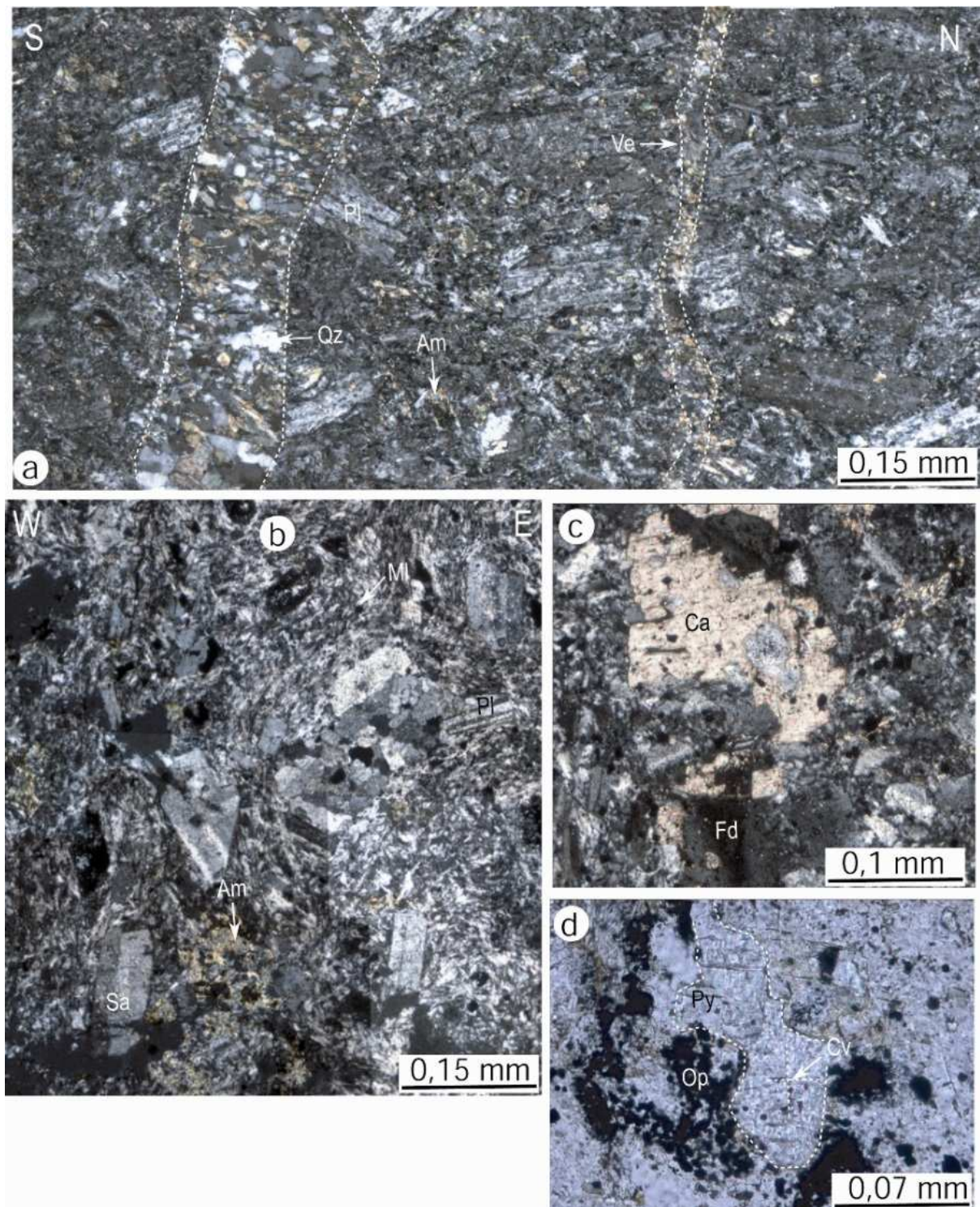
Les échantillons **D42** et **D49** ont une texture trachytique vacuolaire caractérisée par une importante phase microlitique ([figure 2.11b](#)). La teneur en amphiboles est relativement faible avec des cristaux sous forme d'aiguilles isolées ou groupées en amas. Certaines sections d'amphiboles sont transformées en chlorite et en opaques. Les feldspaths sont en microlites crénelés par la schistosité et en phénocristaux automorphes souvent orientés NS. La sanidine devient assez abondante, et constitue avec les plagioclases l'essentielle des minéraux de la roche. Certains plagioclases sont transformés en carbonates ([figure 2.11c](#)). Des clinopyroxènes partiellement ouralitisés, préservent encore un relief fort et des clivages assez nets ([figure 2.11d](#)). De rares cristaux de quartz, calcite et sphène sont visibles dans le fond de la lame.

### 2.2.3- Les roches filoniennes

#### Les albitites

Elles concernent les échantillons **D45**, **K10**, **K8**. Au microscope, la texture est microgrenue, constituée principalement de cristaux de feldspaths ( $\sim 95\%$ ) souvent allongés suivant la direction NS à NNE ([figure 2.12a](#)). Les feldspaths sont légèrement séricitisés et associés à de menus grains de quartz ( $\leq 5\%$ ) et des tâches sombres d'oxydes et d'opaques, centrées le long des fractures. Certaines sections de feldspaths sont déformées. Des reliques de minéraux ferromagnésiens (amphibole, biotite, chlorite, etc.) subsistent ([figure 2.12b](#)). Localement, la roche montre des micro-couloirs recristallisés en microcristaux quartzo-feldspathiques ([figure 2.12a](#)), probablement liés à des venues magmatiques tardives ou à une micro-bréchification. Les albitites proviendraient en partie d'une altération des microdiorites, le passage entre les deux termes pétrographiques est progressif, il a été observé dans l'échantillon **K9**.





**Figure 2.11 :** Pétrographie des andésites.

(a) Andésite montrant une texture microlitique porphyrique avec une mésostase peu abondante et des phénocristaux orientés de plagioclases, associés à de petits feuillets de minéraux ferromagnésiens (amphibole, biotite, chlorite). La roche est recoupée par des veines recrystallisées en quartz, amphibole et feldspaths. (b) Andésite riche en microlites (Mi) orientés grossièrement NS et emballant des phénocristaux de feldspaths (plagioclases et sanidine). Cette structuration est symptomatique d'une texture trachytique. (c) Calcite (Ca) résultant de l'altération des feldspaths (Fd) dont elle contient quelques reliques. (d) Clinopyroxène (Py) à bordures altérées en opaque, montrant des clivages (Cv) perpendiculaires (observation en lumière naturelle). Am : amphibole, Ca : calcite, Op : opaque, Pl : plagioclase, Sa : sanidine, Ve : veine.

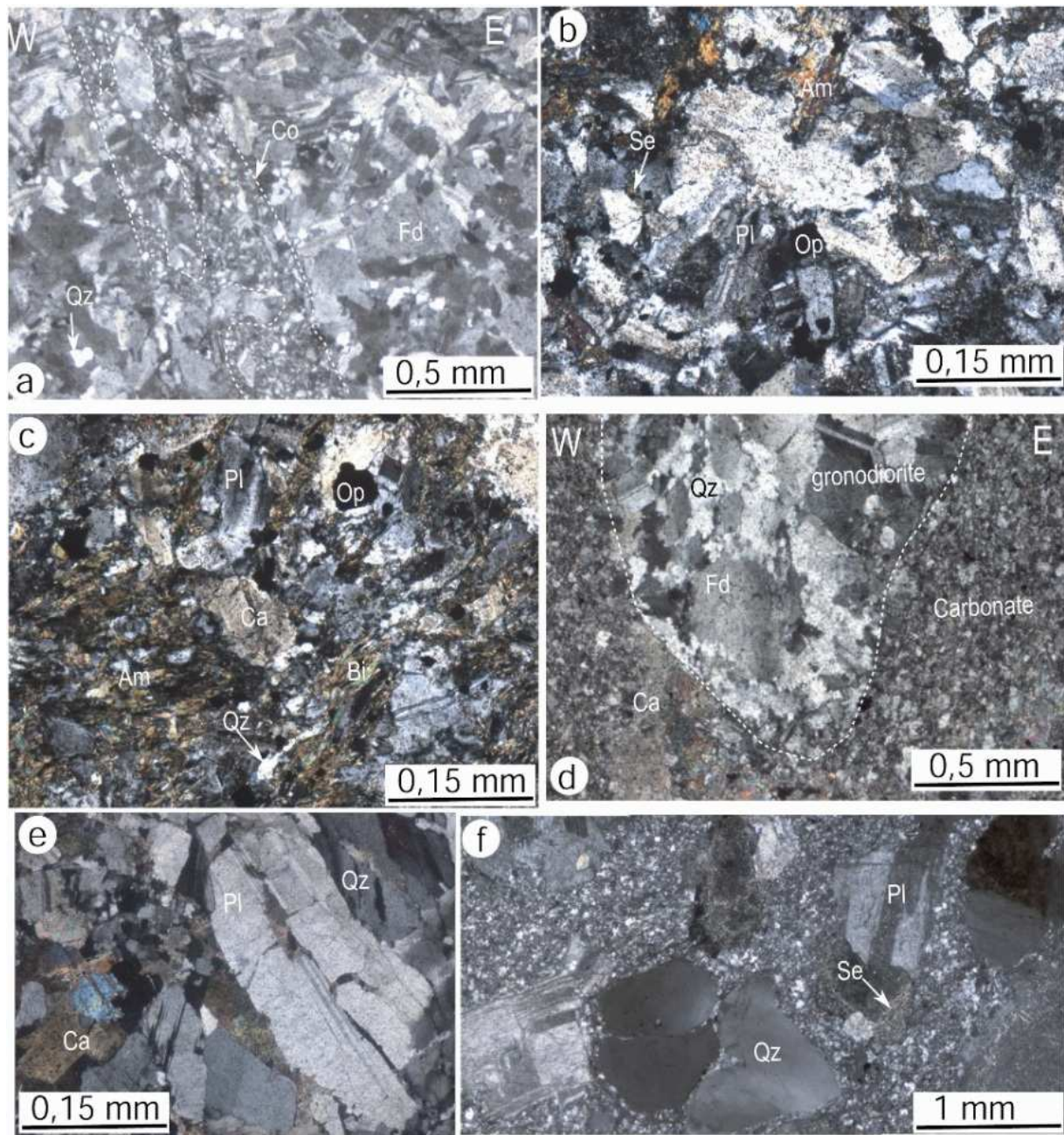
### Les microdiorites

Les microdiorites (**K14**, **K12**) sont généralement associées aux albitites sur le terrain. Au microscope, la texture est microgrenue porphyrique (**figure 2.12c**) avec des phénocristaux de plagioclases légèrement séricitisés, entourés par des microcristaux de feldspaths ainsi que des aiguilles d'amphiboles, parfois des opaques automorphes. L'amphibole est localement associée à de la biotite, elle montre souvent un cœur et/ou une bordure oxydés. Les microdiorites montrent des figures de déformation et sont essentiellement allongées suivant la direction de la schistosité. Les feldspaths et les phyllithes sont souvent déformés. L'amphibole est plus abondante dans l'échantillon **K12**, où elle est principalement localisée suivant des plans préférentiels. Des carbonates, provenant de la transformation de pyroxènes et plagioclases, sont dispersés dans la lame.

#### 2.2.4- Les roches plutoniques

Il s'agit essentiellement de granodiorite qui représente le principal faciès du pluton de Boboti. La roche est d'aspect clair avec une texture grenue ou microgrenue. L'échantillon **K7** correspond à une intrusion grenue de granodiorite dans les carbonates (**figure 2.12d**). Il est constitué essentiellement de cristaux de quartz et de plagioclases légèrement étirés dans la direction de la schistosité. Quelques feuillets de micas (biotite et muscovite) ainsi que des aiguilles d'amphiboles sont également présents. Les feldspaths sont souvent déformés avec des cassures montrant des recristallisations de calcite (**figure 2.12e**). Pour l'échantillon **D28**, on distingue (**figure 2.12f**) des porphyroclastes de plagioclases (~45%), quartz (~35%) et feldspaths alcalins (~10%), baignant dans un fond broyé à microcristaux quartzo-feldspathiques et renfermant quelques feuillets de muscovite, séricite et chlorite. Les feldspaths, partiellement séricitisés, montrent des aiguilles de séricite. Le quartz est à extinction ondulante et présente des craquelures circonscrites à sa bordure et/ou des golfes de corrosion finement recristallisée. Les porphyroclastes font figure d'épaves attachées à un important ciment constituée de débris granulés quartzo-feldspathiques. La roche intrusive est dans les métasédiments carbonatés.





**Figure 2.12** : Pétrographie des roches magmatiques microgrenues et grenues.

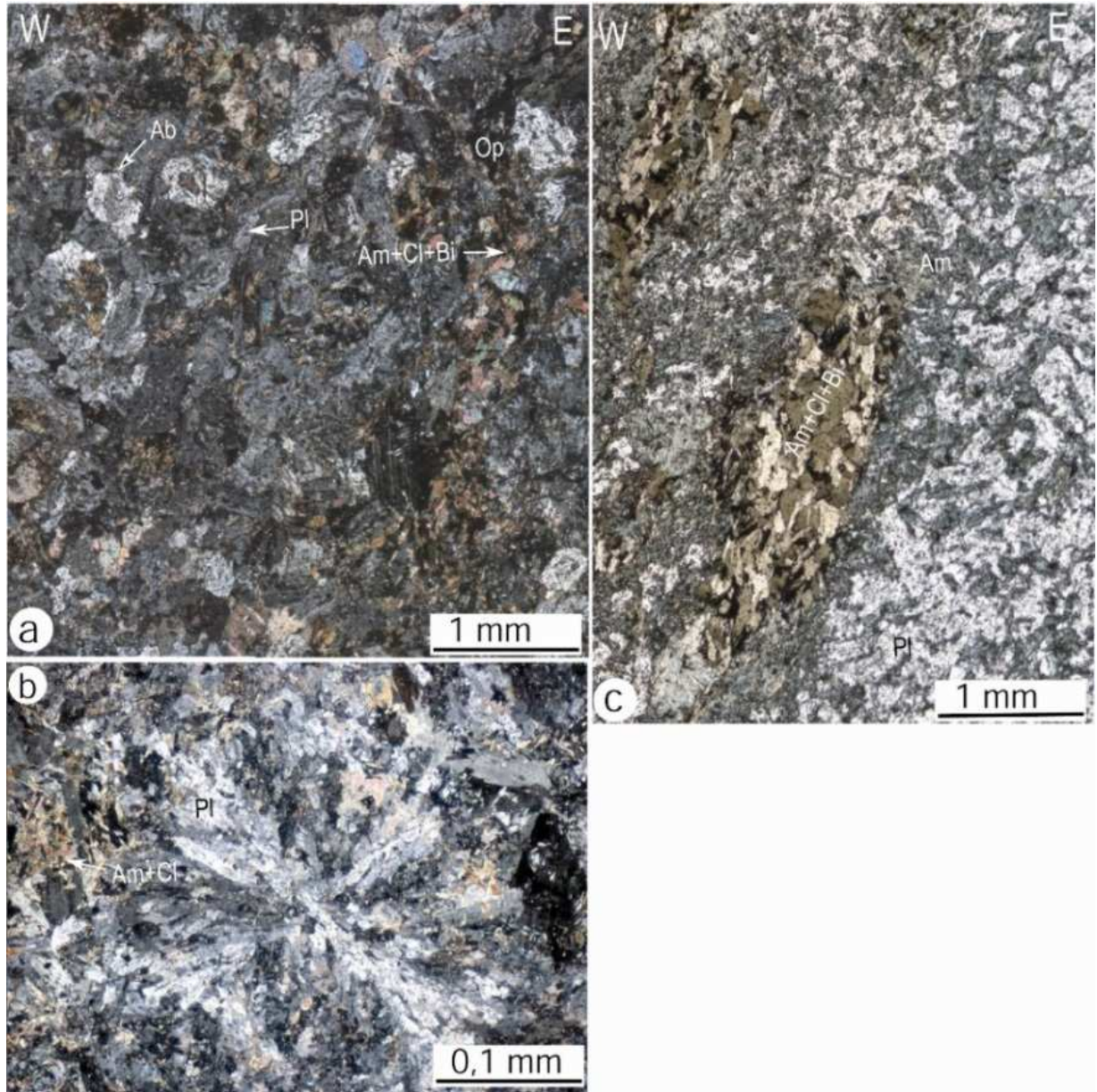
(a) Albitite essentiellement composée de feldspaths avec quelques cristaux de quartz. La roche est recoupée par des venues tardives microgranulaires (Co). (b) Albitite montrant quelques reliques de minéraux ferromagnésiens (amphibole). (c) Microdiorite constituée de cristaux de feldspaths déformés associés à des phyllites (amphibole, biotite) montrant une orientation préférentielle. (d) Granodiorite intrusive dans les carbonates et montrant des cristaux quartzo-feldspathiques aplatis suivant la direction NS. (e) Cristaux de feldspaths déformés et partiellement transformés en calcite dans les granodiorites. (f) Granodiorite à texture microgrenue porphyrique composée de phénocristaux de feldspaths noyés dans un fond microcristallin. Am : amphibole, Bi : biotite, Ca : calcite, Op : opaque, Pl : plagioclase, Qz : quartz, Se : séricite.



### 2.3- Les filons doléritiques post-Birimien

*Les filons* de dolérites tardives affleurent assez bien dans les sédiments birimiens à l'Ouest de Kédougou, entre les villages de Bandafassi et Ibel. Ils apparaissent également au centre et dans la partie orientale du Supergroupe de Dialé-Daléma, où ils traversent le pluton de Saraya et sont encaissant volcano-sédimentaire. Ils présentent une largeur décimétrique à métrique et sont orientés essentiellement NE-SW et E-W. Les âges K/Ar obtenus sur ces filons (Blot, 1980 ; Bassot et al., 1986 ; Thiéveniaut et al., 2010) sont variables (Mésoprotérozoïque à Paléozoïque). Les filons doléritiques de Bandafassi et Ibel ont été pétrographiquement caractérisés. La roche (lame **I<sub>1X</sub>**) est constituée essentiellement de cristaux de feldspaths, d'amphiboles et de biotite partiellement altérés (figure 2.13a). Les plagioclases sont saussuritisés, albitisés, carbonatifiés, séricitisés, silicifiés et chloritisés. Les baguettes de feldspaths ont des macles à peine conservées et sont en général allongées suivant de la direction de la schistosité majeure. Dans certains cas, les plagioclases montrent une texture en spinifex (échantillon **I<sub>5</sub>**) (figure 2.13b). Les feuillets d'amphibole et de biotite sont souvent altérés en chlorite, carbonate, opaque et quartz. Ils sont également souvent orientés dans la direction de la schistosité. Les amphiboles sont plus abondantes dans la lame **I<sub>3X</sub>**, et présentent deux générations de cristaux assez distinctes. L'amphibole primaire moins abondante est en gros feuillets pâles souvent chloritisés avec des reliques de clivages et/ou de macles assez nets. Les amphiboles secondaires plus abondantes, sont assez fraîches et se présentent en petits feuillets très biréfringents, de couleur vert foncé. Elles se localisent autour des gros minéraux primaires ou dans les plans de schistosité de la roche. Dans certaines parties de la lame, la roche est presque totalement albitisée, les amphiboles deviennent rares et l'albite, en baguettes, représente l'essentiel de la roche. Les opaques sont assez abondants dans la lame **I<sub>1X</sub>** et se présentent soit en fines aiguilles allongées NS et N40°, soit en plages xénomorphes associées aux minéraux ferromagnésiens altérés. Ils deviennent moins fréquents dans la lame **I<sub>3X</sub>**, où ils forment des cristaux automorphes localisés essentiellement dans les plans de faiblesse de la roche. D'une manière générale, la mésostase est presque absente, et est recristallisée en chlorite, épidote, calcite et quartz. Dans la lame **I<sub>3Z</sub>**, il apparaît localement un faciès basaltique sombre. Il est constitué par une mésostase sombre dans laquelle on reconnaît des cristaux d'orthopyroxènes et de clinopyroxènes à macles bien conservées, emballés dans un feutrage d'amphiboles. Les amphiboles sont disposées dans les plans de clivage. En outre, des enclaves sédimentaires à aspect gneissique, sont observées dans ces filons de roche basique (lame **I<sub>5X</sub>**). Elles montrent une texture nématoblastique oieillée, constituée d'un ciment microcristallin à quartz, feldspaths et calcite avec des microbaguettes

d'amphibole, de chlorite et de séricite, allongées  $\sim N50^\circ$ . Le ciment renferme de grosses lentilles de phyllithes (amphibole et chlorite), allongées suivant la direction  $N50^\circ$  et montrant parfois des figures rationnelles dextres (figure 2.13c).



**Figure 2.13** : Pétrographie des filons doléritiques post-birmiens.

(a) Dolérite montrant des lattes de plagioclases légèrement orientées et localement albitisées, associées à des phyllites (amphiboles, chlorite, biotite). (b) Plagioclases montrant une texture en spinifex dans les dolérites tardives. (c) Les minéraux phylliteux montrent deux générations en lumière naturelle : des minéraux gris à bruns formant des lentilles étirées suivant la direction de la schistosité majeure et des minéraux verts (amphiboles chloritisées) formant des feuillets dispersés voire légèrement orientés entre les cristaux de feldspaths. Ab : albite, Am : amphibole, Bi : biotite, Cl : chlorite, Op : opaque, Pl : plagioclase.

Le contact entre filons de dolérite et marbres laisse apparaître un faciès micaschisteux ou gneissique, marqué par une foliation avec des lits de phyllithes (amphiboles essentiellement) et lits granulaires de carbonates. La foliation ainsi que les lamelles d'amphiboles disparaissent progressivement lorsqu'on s'éloigne du contact.

## **2.4- Conclusion**

Cette étude montre les caractères lithologiques et la répartition spatiale des différentes roches rencontrées dans le secteur d'étude. Elle donne le détail des caractères pétrographiques des roches ainsi que les relations spatiales entre certains faciès. Cette caractérisation lithologique et pétrographique a été complétée par une étude détaillée de coupes géologiques (cf. chapitre 3), afin de mieux cerner les relations chronologiques et géométriques ainsi que les structures sédimentaires, magmatiques et tectoniques des différentes lithologies.



**CHAPITRE III :**

**ACHITECTURE GÉNÉRALE DU  
SECTEUR**



### Chapitre III : ARCHITECTURE GÉNÉRALE DU SECTEUR DE FRANDI-BOBOTI

Ce chapitre est consacré à l'analyse des différentes déformations ayant structuré les formations géologiques du secteur. Les résultats obtenus seront comparés à ceux de la bibliographie portant sur les formations birimiennes (métasédiments, volcanites) et leurs intrusions plutoniques, à l'échelle de la boutonnière Kédougou-Kéniéba et du Craton Ouest africain.

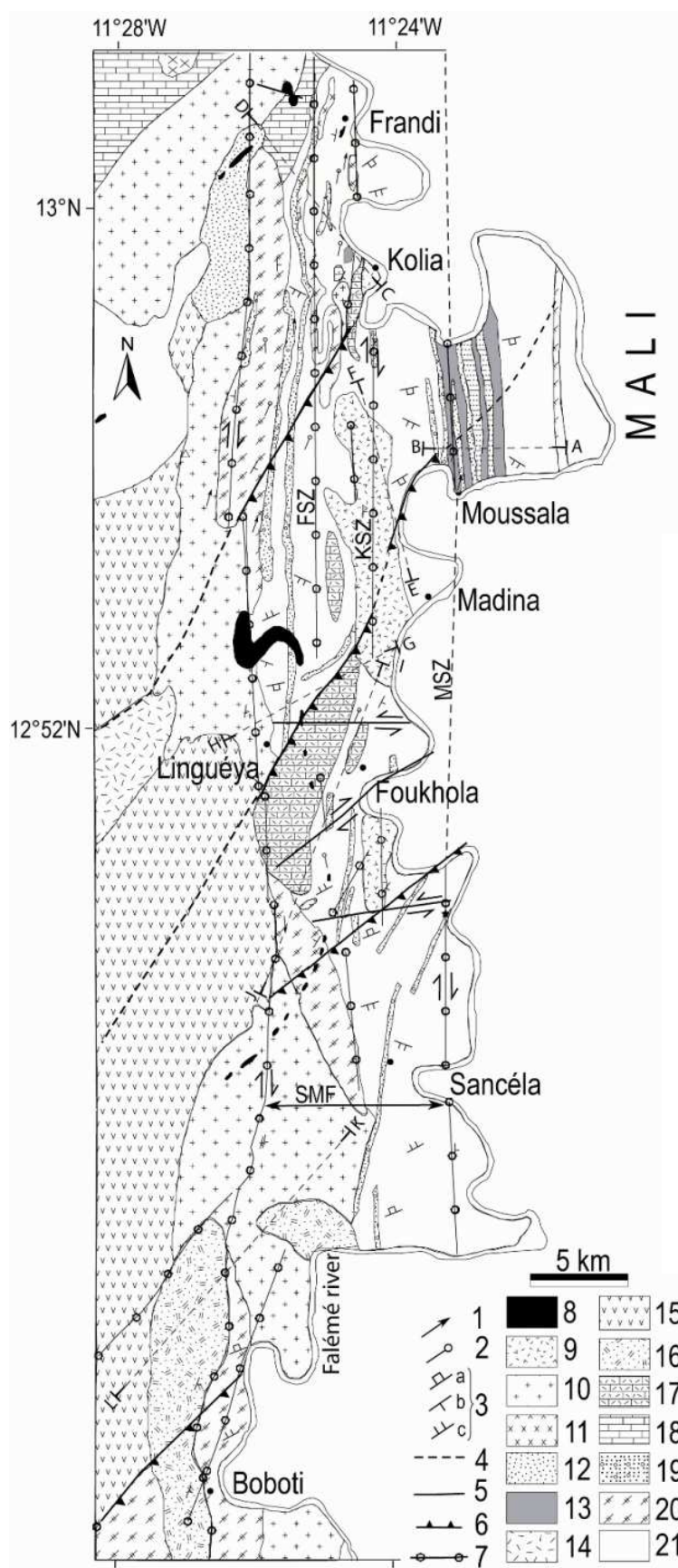
#### I- ÉTUDE DE COUPES GÉOLOGIQUES

L'objectif de ce chapitre est de décrire quelques coupes géologiques réalisées dans le secteur afin de préciser l'organisation spatiale et probablement chronologique de certaines lithologies et structures.

##### 1.1- Coupe A-B de Moussala

La coupe a été levée suivant une direction EW, le long du lit de la Falémé à hauteur du village de Moussala (figure 3.1). Elle débute par des quartzites suivis par des pélites foliées le long de la direction NS avec un pendage dirigé vers le SE (figure 3.2a). Ces pélites reposent plus loin sur une alternance de grès tourmalinisés (D34) et de grauwackes (figure 2.1). Les grauwackes de couleur vert sombre sont fortement schistosités et emballent les bancs des grès conglomératiques qui sont généralement boudinés. Les grès conglomératiques montrent des éléments de couleurs variables souvent étirés dans la direction ENE. Cet ensemble grès et grauwackes, laisse apparaître des structures tangentielles telles qu'une foliation orientée NS à NNE, une linéation d'étirement orientée N23° 13°, disposée obliquement à des fentes de tension dont les fibres sont recristallisées parallèlement à la direction d'étirement. D'une manière générale, la foliation est orientée N10° avec des pendages  $\leq 45^\circ$ , dirigés vers l'Est. Elle est associée à des plis déversés à plan axial N20° 40°SE avec un axe N20° 20° (figures 3.3a,b). Des décrochements senestres (figure 3.3c) de direction N30° à pendage sub-vertical ainsi que des failles normales orientées N90° 60°S, recoupent et décalent localement les structures précédentes. Vers l'Ouest, ces formations sont affectées par la zone de cisaillement de Moussala qui montre des structures rotationnelles senestres tels que des plans C/S et des fentes d'extension sigmoïdes (figures 3.2a ; 3.3a,c).





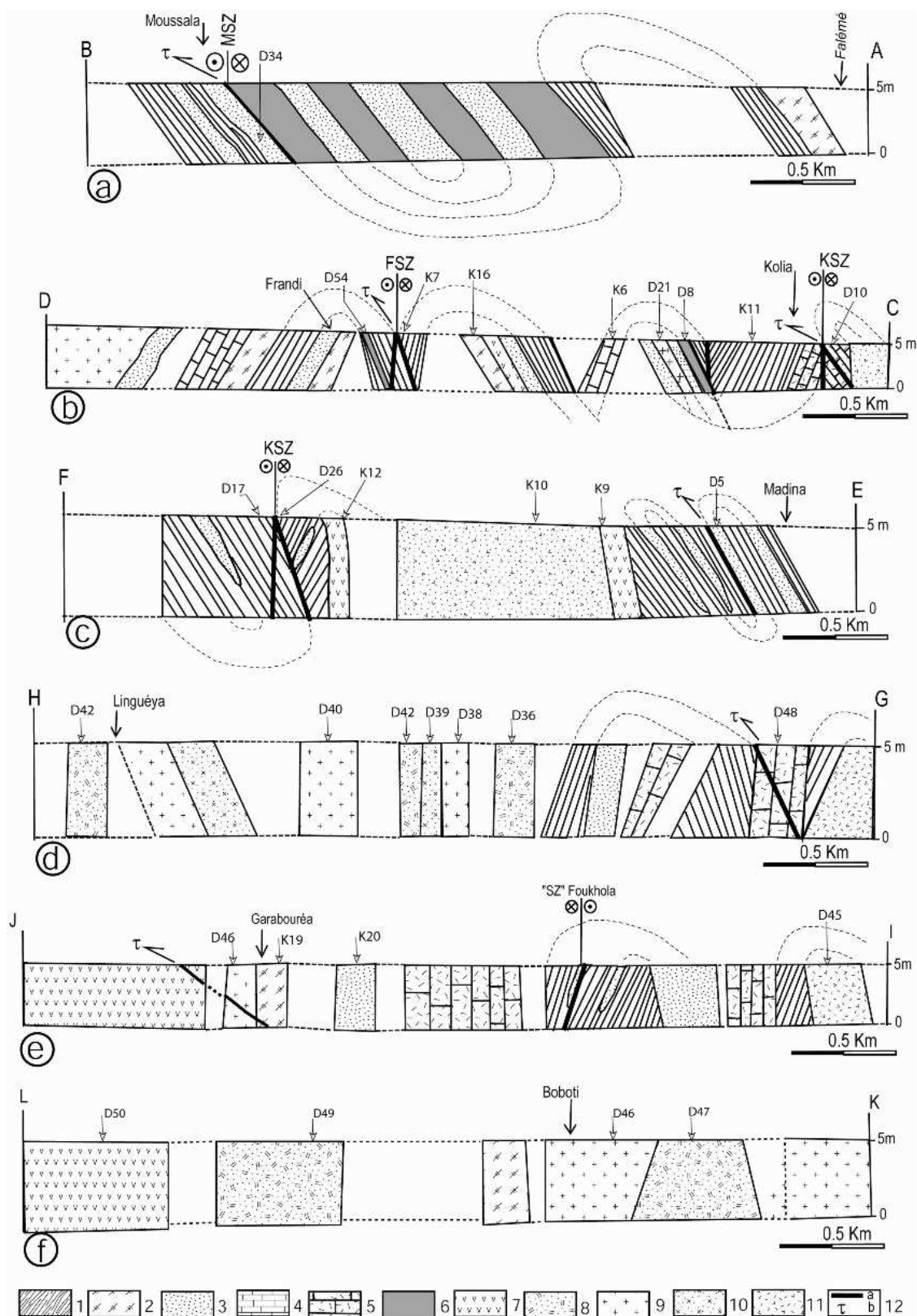
**Figure 3.1:**

Carte géologique du secteur d'étude montrant la position des coupes (A-B) effectuées. Les points A et K marquent le début et la fin des coupes sur la figure 3.2.

(1) Linéation d'étirement. (2) Axe de pli. (3) Schistosité  $S_0$ - $S_1$  (a),  $S_2$  (b) et  $S_3$  (c). (4) Zone de cisaillement supposée. (5) Zone de cisaillement. (6) Chevauchement (7) Zone de cisaillement remobilisée. (8) Collines de fer. (9) Albitites. (10) Granitoïdes. (11) Rhyolites. (12) Grès. (13) Grauwackes. (14) Brèches andésitiques. (15) Andésites. (16) Basaltes. (17) Brèches carbonatées. (18) Carbonates. (19) Grès tourmalinisés. (20) Quartzites. (21) Sédiments fins (pélites).

## 1.2- Coupe C-D de Kolia-Frandi

La coupe a été levée dans le sens SE-NW depuis la rivière de Falémé à hauteur du village de Kolia jusqu'à l'Ouest du village de Frandi ([figure 3.1](#)). A Kolia, dans le lit de la Falémé, se met en place un massif d'albitite de couleur blanche, fortement fracturé qui passe vers l'Ouest à des brèches carbonatées (**D10**, **D11**), suivies localement par des pélites (**K11**) à intercalations de quartzites ([figure 3.2b](#)). Les brèches carbonatées sont fortement tectonisées par la zone de cisaillement de Kolia (KSZ) et emballent parfois des boudins de quartzites. Elles sont polyplissées et montrent une foliation orientée NS à N10° avec des pendages vers le NW ou le SE. Cette foliation recoupe une schistosité antérieure orientée N80° à N110° avec un pendage sub-verticale (cf. [paragraphe 4.2.1.1](#)). Des plans de chevauchement en plat orientés N20°, faiblement inclinés vers l'Est, des failles inverses (orientées N05° 70°E), des structures en C/S senestres ainsi que des fractures tardives sont également présentes ([figures 2.3f ; 3.2b ; 3.3a,c](#)). Les pélites et quartzites sont affectées par la même foliation (orientée N05° à N10°) devenant localement orientée N40° (suite à un plissement) avec un fort pendage ( $\geq 60^\circ$ ) dirigé d'abord vers le NW, puis vers le SE ([figure 3.2b](#)). Ces niveaux de pélites et de quartziques sont localement intrudés par des granitoïdes boudinées et mylonitisées (**D21**). Après un hiatus de dépôts alluvionnaires, apparaît un banc de carbonate à lentilles pélitiques boudinées et plissées (**K6**). Ces carbonates sont affectés par des plis polyharmoniques déversés, à axe subhorizontal et plan axial orienté N60° 70°NW ([figure 2.3b](#)). Les carbonates sont suivis par des alluvions qui laissent apparaître vers le NW, une alternance de pélites, grès tourmalinisés et quartzites (**K16**). L'ensemble est affecté par la foliation précédente, qui devient inclinée vers le SE. Entre les quartzites et les pélites s'injecte parallèlement aux plans de la foliation, un filon de roche basique apparemment peu déformé, en dehors de sa fracturation ([figure 2.4f](#)). Plus au Nord Ouest, aux environs du village de Frandi, les pélites (**K7**) deviennent de plus en plus déformés avec une foliation dont les pendages changent et passent progressivement de NW à SE du fait du plissement ([figures 3.2b, 3.3a,e](#) et [paragraphe 4.2.2.3](#)). Les plis sont bien enregistrés dans les pélites ([figures 3.3a,e](#)). Ils sont polyharmoniques et montrent un plissement secondaire, responsable de la linéation de crénulation orientée ~N10° à pendage subhorizontal ([figures 3.3d,e](#)). Ces dernières sont souvent boudinées sous forme de "Domino boudins", indiquant un cisaillement senestre. Ces différentes structures de la déformation ductile sont bien exprimées dans la zone de cisaillement de Frandi (FSZ). Les pélites montrent localement des bancs grauwakeux (**D8**, **D54**). Elles sont relayées vers l'Ouest par des carbonates déformés, des grès et la granodiorite.



**Figure 3.2 :** Coupes géologiques obtenues dans les secteurs (a) de Moussala, (b) Kolia-Frandi, (c) Madina, (d) Linguéya, (e) Foukhola et (f) Boboti. 1- pélites, 2- grès, 3- quartzites et conglomérats, 4- carbonates, 5- grauwackes, 6- brèches carbonatées, 7- andésites, 8- brèches andésitiques, 9- granitoides, 10- rhyolites-rhyodacites, 11- albitites, 12- zones de cisaillement (a) et chevauchements (b). "SZ" Zone de cisaillement, KSZ : Zones de cisaillement de Kolia, FSZ : Zones de cisaillement de Frandi, K et D : identifiants des échantillons.

### 1.3- Coupe E-F de Madina

La coupe débute au NE du village de Madina ([figure 3.1](#)) où affleurent des pélites à tourmaline avec des intercalations de grès (**D5**) et de quartzites localement tourmalinisés ([figure 3.2c](#)). Ces pélites sont affectées par un polyplissement, une foliation N20° fortement inclinée vers le SE, et localement par des plans de chevauchement en rampes également inclinés vers le SE. Vers l'Ouest, les pélites sont intrudées par un filon décamétrique de microdiorite albitisée (**K9**), allongé NS, qui passe progressivement à un massif d'albitite (**K10**), localement très fracturé ([figure 2.5b](#)). Au NW des albitites, réapparaissent les pélites (**D26**) très déformées (polyplissées) par la zone de cisaillement de Kolia. Elles présentent une foliation majeure orientée N10° qui est fortement inclinée vers le NW puis vers le SE. Ces pélites sont associées également à des quartzites tourmalinisés (**D17**) et intrudées par un filon basique (**K12**) décamétrique, allongé N40°. Le filon est traversé localement par des veinules de chlorite orientées N135° et affectées par un microplissement.

### 1.4- Coupe G-H de Linguéya

La coupe a été levée entre la rivière Falémé et le village de Linguéya le long du lit de la rivière Daléma, orienté grossièrement NE-SW ([figure 3.1](#)). Elle débute par des albitites ([figure 3.2d](#)) montrant des fentes de tension recristallisées en quartz, suivies vers l'Ouest par des brèches carbonatées (**D48**) montrant une foliation orientée NS avec un pendage de 80°W. Plus à l'Ouest, les brèches carbonatées sont suivies par des pélites intensément foliées suivant une direction variant entre N10° et N40° pour des pendages autour de 68°SE. Une zone de chevauchement montrant à des plis déversés à plan axial orienté N25° 50°SE, délimite localement le passage entre brèches carbonatées et pélites. Dans les pélites, apparaît un banc de brèches carbonatées d'environ 55 m de large, orienté N160° et affecté par une schistosité N20° 30°NW. Des collines de grès et conglomérats tourmalinisés allongées NS, dessinant grossièrement des plis hectométriques en forme de "Z", apparaissent plus à l'Ouest dans ces pélites. A l'échelle métrique, le plissement se traduit par des plis secondaires (P<sub>3</sub>) en forme de "Z", associés à une schistosité assez discrète (S<sub>3</sub>) ([figure 3.4b](#)). Les grès sont localement très riches en tourmaline et forment des pipes de tourmalinites recoupant les conglomérats ([figure 2.2e](#)). Ces pipes semblent donc tardives par rapport aux conglomérats contrairement à celles décrites par [Milési et al. \(1989\)](#) qui présentent un caractère précoce, sous forme d'inclusions dans les conglomérats. Ainsi, nous pouvons supposer que les pipes de tourmalinite ont fonctionné également après le dépôt des conglomérats, ce qui suppose une activité prolongée

de la tourmalinisation. A l'Ouest des grès, les pélites passent d'un mélange de roches magmatiques à des andésites (**D36**, **D41**, **D42**), rhyodacites (**D39**) et granodiorites (**D38**, **D40**).

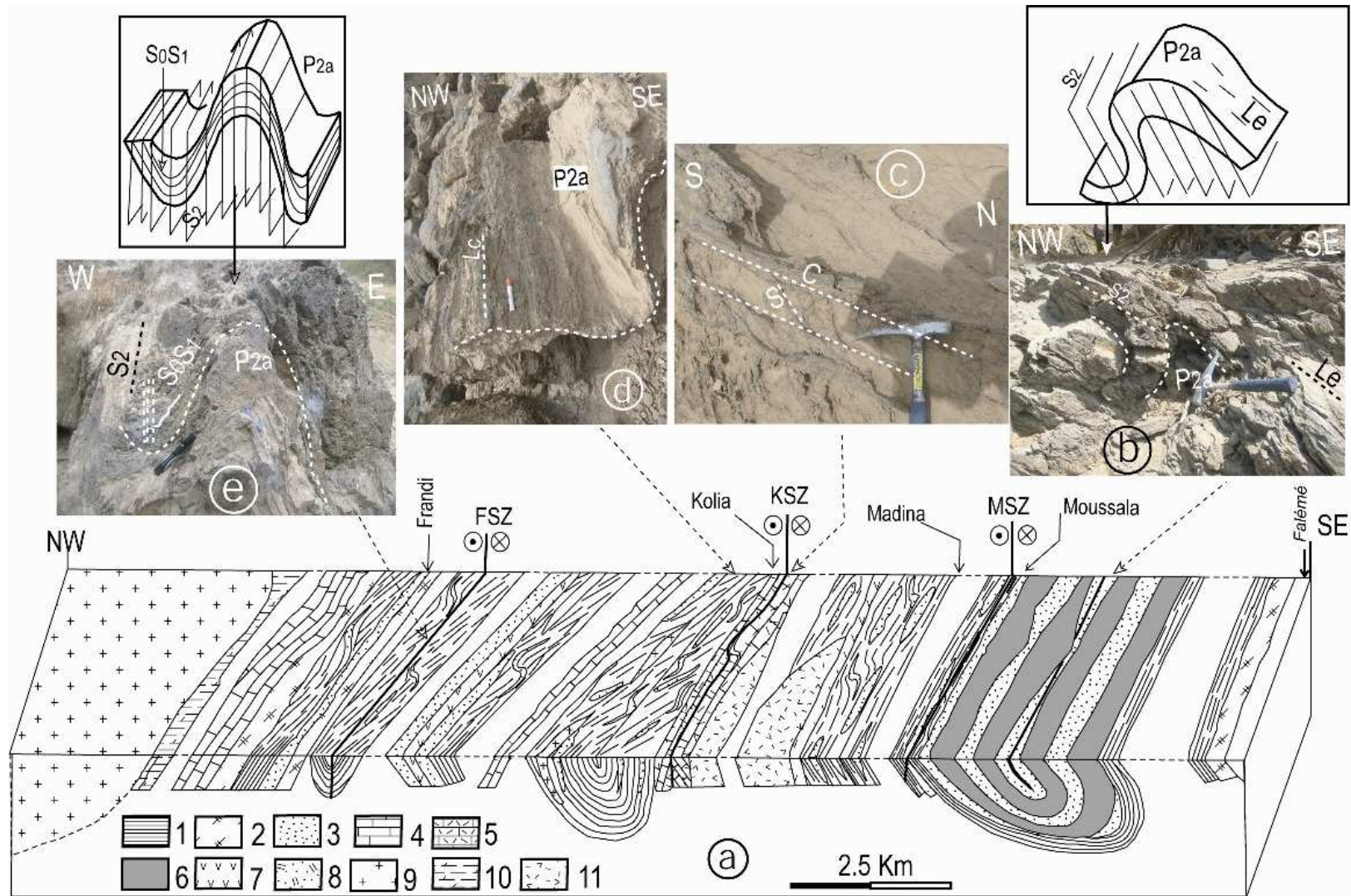
### 1.5- Coupe I-J de Foukhola

La coupe orientée NE-SW, débute par les albitites au Sud de Madina pour se terminer dans les andésites à hauteur de Sancéla (**figure 3.1**). Les albitites (**D45**) sont suivies vers le SE par des pélites foliées suivant la direction  $N30^{\circ} 65^{\circ}NW$  (**figure 3.2e**). Elles passent à l'Ouest à des brèches carbonatées (cargneules). Des grès tourmalinisés (**K20**) avec des fentes de tension orientées  $N120^{\circ}$  à  $N140^{\circ} 80^{\circ}SW$ , forment des buttes orientées  $N20^{\circ}$  à NS. La schistosité de ces grès est à peine discernable à l'œil nu. Plus loin vers le SW, les alluvions laissent apparaître des pélites vertes avec une foliation  $N30^{\circ} 60^{\circ}NW$ , une linéation d'étirement  $N340^{\circ} 10^{\circ}$  et une schistosité de fracture orientée  $N80^{\circ} 70^{\circ}N$ . Vers l'Ouest, les pélites sont altérées et affectées par une zone de cisaillement de direction  $N40^{\circ}$ , montrant des critères de cisaillement dextre (zones de cisaillement de Foukhola). Après une couverture alluvionnaire, réapparaissent les brèches carbonatées avec les mêmes caractéristiques que les précédentes. Elles sont suivies par une cuirasse latéritique puis des quartzites (**K19**) mélangés à des grès avec des structures assez diffuses. Suivent ensuite des alluvions, la granodiorite de Boboti et des andésites montrant localement des structures tangentielles en rampes indiquant un chevauchement vers le NW (**figure 3.2e**).

### 1.6- Coupe K-L de Boboti

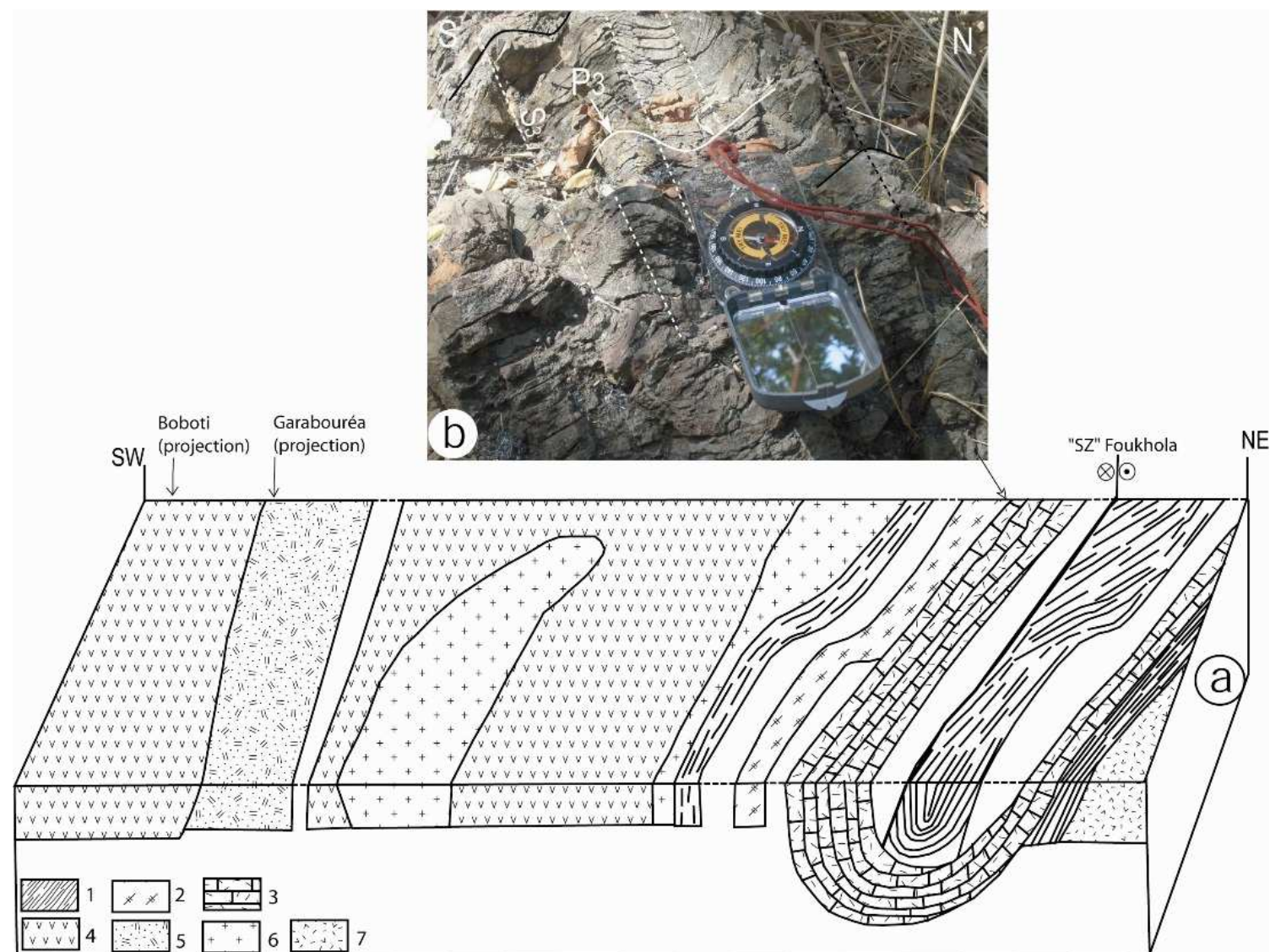
La coupe démarre sur la granodiorite au Sud de Sancéla et se poursuit jusqu'aux andésites à l'Ouest de Boboti (**figure 3.1**). Au Sud de Sancéla, le granite est assez altéré à l'endroit où nous l'avons rencontré, et est en grande partie recouvert par des alluvions (**figure 3.2f**). Ces alluvions laissent apparaître vers le SW de petits affleurements de brèches andésitiques d'abord à éléments fins (**D47**) puis à éléments plus grossiers (centimétriques) de nature variée (sédimentaire, volcanique, plutonique). Ces andésites sont recoupées par la granodiorite de Boboti (**D46**) qui s'injecte dans le matériel volcanique (**figure 2.4b**). La granodiorite est ici également recouverte en grande partie par des alluvions qui passent vers le SE à des quartzites à structures diffuses puis à des brèches andésitiques et des andésites (**D50**) (**figure 3.2f**).





**Figure 3.3 :** (a) Coupe synthétique de la partie nord du secteur d'étude, montrant l'image de quelques structures tectoniques sur le terrain. (b) Pli déversé. (c) Structure en C/S. (d) Pli déjeté. (e) Pli droit. 1- pélites, 2- quartzites et conglomérats, 3- grès, 4- carbonates, 5- brèches carbonatées, 6- grauweekes, 7- andésites, 8- brèches andésitiques, 9- granitoïdes, 10- rhyolites-rhyodacites, 11- albitites. KSZ, FSZ et MSZ: Zones de cisaillement respectivement de Kolia, Frandi et Moussala.





**Figure 3.4 :** (a) Coupe synthétique de la partie sud du secteur d'étude, montrant la corrélation spatiale de certaines lithologies. (b) Plissement et schistosité de plan axial. 1- pélites, 2- quartzites et conglomérats, 3- brèches carbonatées, 4- andésites, 5- brèches andésitiques, 6- granitoïdes, 7- albitites.

### **1.7- Conclusion et synthèse sur les coupes et la lithologie**

Cette étude sur les diverses coupes complète l'étude lithologique et donne une idée globale sur la distribution des roches et des structures (tectoniques, sédimentaires et magmatiques) dans le secteur d'étude. La distribution des formations se traduit par des variations latérales et des superpositions, voire des intrusions. Les pélites sont à caractère turbiditique et emballent ou alternent avec des bancs boudinés de grès et quartzites tourmalinisés. Elles sont localement surmontées par des grauwackes et conglomérats. A Kolia, les roches carbonatées sont chevauchées par des brèches carbonatées (figure 2.3f) qui sont localement boudinées dans les pélites et carbonates. Ces carbonates montrent, sur le terrain et en lames minces, des lentilles de pélites boudinées et plissées (figures 2.3b ; 2.8d). Les brèches carbonatées reposent en discordance sur les pélites turbiditiques dont elles contiennent des fragments. Dans la partie Sud (entre Foukhola et Sancéla), les grès et quartzites tourmalinisés d'aspect clair, sont apparemment plus préservés et moins déformés que ceux rencontrés au Nord (entre Médina et Frandi) (figure 2.2e). Les roches magmatiques montrent localement (à Boboti) une intrusion de granitoïdes dans les andésites (figure 2.4b). Certains filons de roches basiques (dolérite), intrusifs dans les failles subméridiennes, seraient très tardives et peu déformés (figure 2.4f).

Ces résultats ne nous permettent pas d'établir a priori une séquence lithologique complète des formations géologiques du secteur étudié. Nous tenterons dans la conclusion générale de donner une esquisse lithologique en tenant compte des événements tectoniques ayant structurés les formations du secteur.

## II- ANALYSE DE LA DÉFORMATION FINIE

L'analyse de la déformation finie a été réalisée sur certains échantillons récoltés dans et en dehors des grands accidents tectoniques du secteur d'étude. L'objectif de cette étude est de caractériser l'état de la déformation finie des roches au sein et en dehors des zones majeures de cisaillement.

La déformation des ensembles rocheux est identifiable et mesurable dès lors qu'on dispose d'objets géologiques déformés, dont la forme initiale est connue individuellement et statiquement. Ces objets sont considérés comme des marqueurs de la déformation. L'analyse de la déformation finie est une base de départ pour la détermination des mécanismes de la déformation. Elle s'effectue par la détermination des rapports des axes (X, Y, Z) de l'ellipsoïde de déformation. De nombreuses méthodes ont été mises au point ([Ramsay et Hubert, 1983](#) ; [Chouchroune, 1971](#)) pour reconstituer l'ellipsoïde de la déformation finie à partir de la mesure des objets déformés. Parmi elles, nous utiliserons les méthodes graphiques et du calcul des rapports axiaux. Nous avons choisi comme matériel les quartzites, grès, grauweekes et albitites dont la forme des grains de quartz peut être étudiée au microscope. Les mesures ont été effectuées à partir de photos de lames minces orientées dans les sections XZ et YZ. Les échantillons présentant un taux de matrice et/ou de recristallisation importante ont été écartés.

### 2.1- Principe des méthodes utilisées

#### 2.1.1- Calcul des rapports axiaux

Pour la méthode du calcul des rapports axiaux ([Ramsay et Hubert, 1983](#)), on mesure directement les axes principaux des marqueurs sur chaque ellipsoïde dans les plans proches des plans principaux de l'ellipsoïde de déformation. En calculant la moyenne arithmétique des rapports axiaux sur deux plans (XZ et YZ), on peut en déduire la valeur moyenne des axes X et Y en considérant que  $Z=1$ . Les rapports axiaux moyens mesurés sur une population de marqueurs, fournissent une estimation qualitative de la déformation finie.

#### 2.1.2- La méthode des pentes

Il s'agit d'une autre méthode d'estimation de la valeur moyenne des rapports axiaux, établie par [Ramsay \(1969\)](#). Sur des graphiques d'ordonnées X et d'abscisses Z ou Y, on reporte pour chaque ellipse la valeur de l'axe long (X) en fonction de l'axe court (Y ou Z). La pente de la droite moyenne de ces points passant par l'origine représente la valeur moyenne des rapports

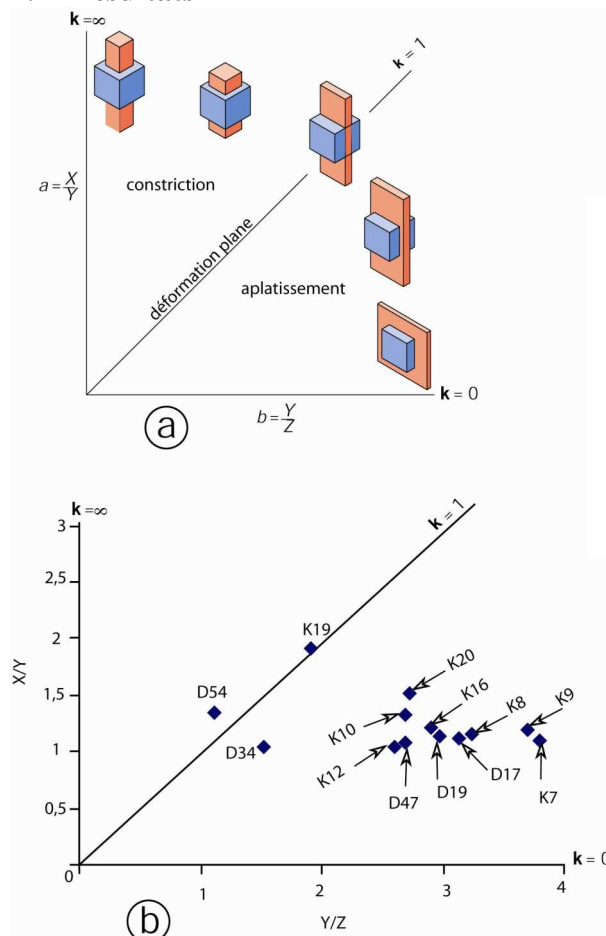
axiaux. Lorsque la déformation est homogène, les points présentent une bonne répartition le long de cette droite.

Pour ces deux méthodes, on reporte la valeur des rapports axiaux ( $X/Y$  et  $Y/Z$ ) sur le diagramme (figure 3.5a) de Flinn (1962), et on lit à partir du tableau ci-dessous (tableau 3), les caractéristiques de l'ellipsoïde de la déformation en fonction du paramètre  $K = (R_{xy}-1)/(R_{yz}-1)$ .

$K=0$	aplatissement uniaxial	ellipsoïde de révolution aplati	$X=Y>1$
$1>K>0$	aplatissement triaxial	ellipsoïde aplati (galette)	$X>Y>1$
$K=1$	déformation biaxiale	déformation plane	$Y=1$
$1<K<\infty$	constriction triaxiale	ellipsoïde allongé (cigare)	$1>Y>Z$
$K=\infty$	constriction uniaxiale	ellipsoïde de révolution allongé	$1>Y=Z$

**Tableau 3 :** Les caractéristiques de l'ellipsoïde de la déformation en fonction du paramètre K.

## 2.2- Résultats



**Figure 3.5 :**

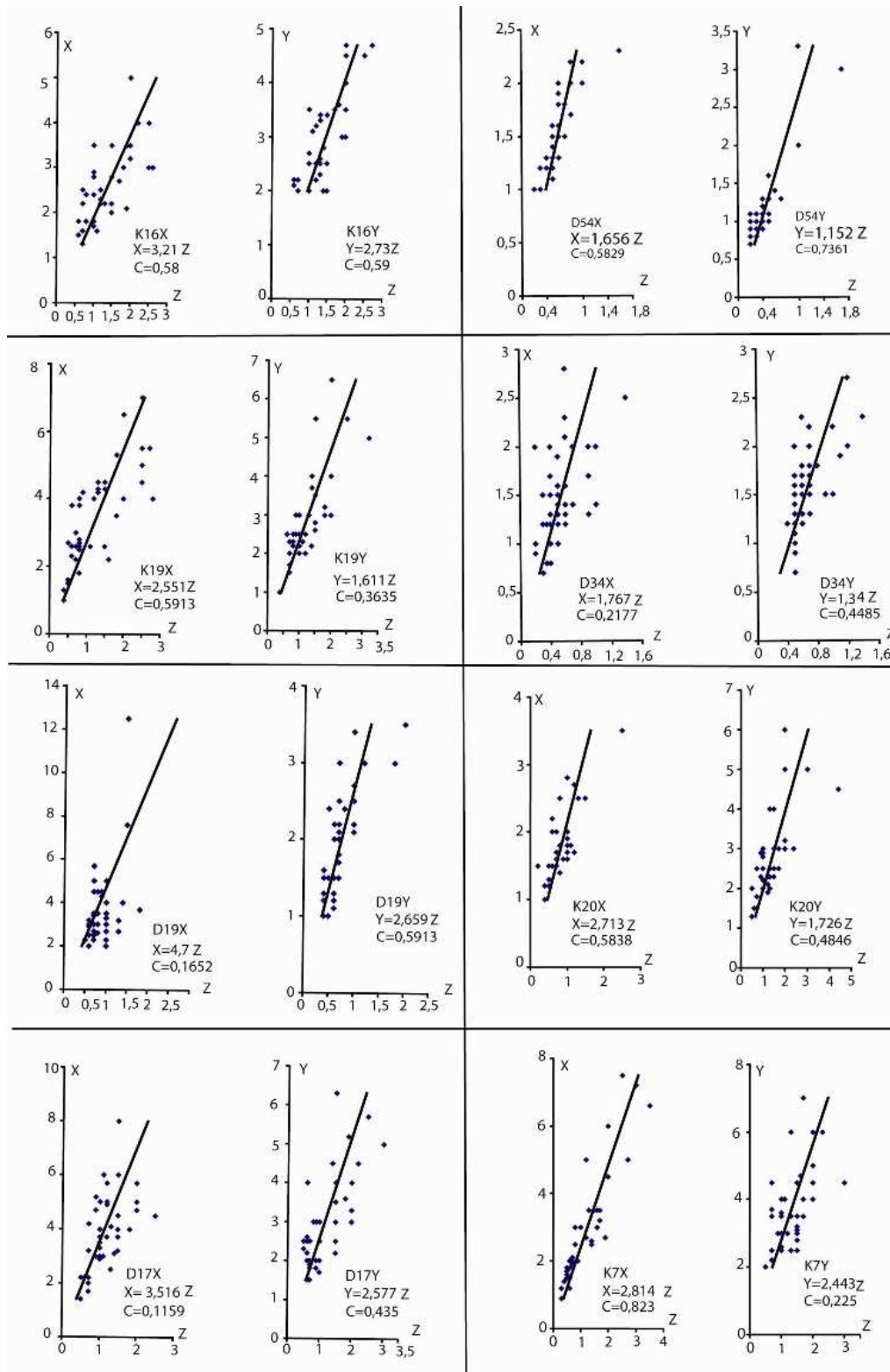
(a) Diagramme de Flinn (1962) présentant les diverses formes d'ellipsoïdes de la déformation finie en fonction des valeurs de rapports axiaux  $X/Y$  et  $Y/Z$ . (b) Résultats obtenus sur les échantillons étudiés.

La déformation finie a été étudiée à plusieurs endroits du secteur d'étude (figure 3.8). Les méthodes d'analyse utilisées ainsi que le nombre d'échantillons traités sont fonction de la disponibilité du support. La figure 3.5 montre la position sur le digramme de Flinn des différents échantillons étudiés. Les valeurs X, Y, Z et K de l'ellipsoïde de la déformation finie, obtenues suivant les différentes méthodes utilisées, sont consignées dans le tableau 4 (en annexe). Les valeurs (X, Y, et K) sont assez proches pour un même échantillon quelque soit la méthode utilisée. D'une manière générale, les coefficients de corrélation (C) sont moyennement supérieurs à 0,5. Pour les coefficients de corrélation  $C < 0,5$  ; les valeurs de K, X et Y obtenues par la méthodes des pentes sont proches voire similaires à celles obtenues par la méthodes du calcul des rapport axiaux. Il apparaît que la plupart de nos échantillons sont affectés par une déformation finie en aplatissement triaxial (figures 3.5 ; 3.6 ; 3.7 ; 3.8). Les échantillons **D34** et **K19**, montrant une déformation en aplatissement proche de la déformation plane (biaxial), ont été prélevés respectivement dans les grauweekes gréseux de Moussala et du Sud de Foukhola, caractérisés par des structures tangentiels (figure 3.2a).

Le seul échantillon affecté par une déformation finie en constriction triaxiale (**D54**) a été prélevé dans les sédiments gréseux de Kolia (figure 3.8) qui montrent également des structures tangentiels.

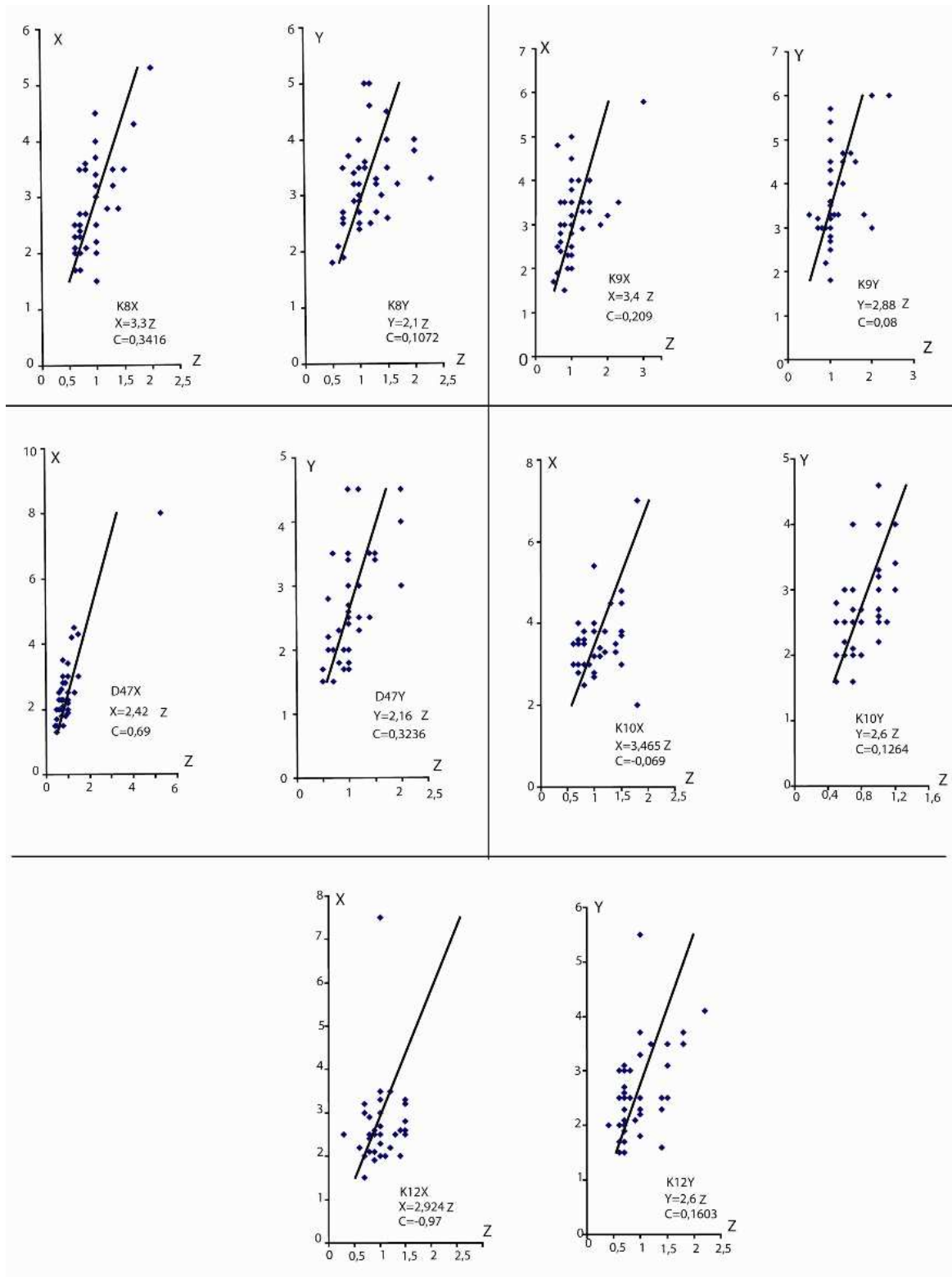
La comparaison des différents résultats obtenus (figures 3.5 ; 3.6 ; 3.7 ; 3.8), permet de constater une hétérogénéité de la déformation selon qu'on soit à l'intérieur ou en dehors des accidents tectoniques. Dans les accidents tectoniques, les ellipsoïdes (aplatissement ou constriction) montrent un axe d'allongement maximum (X) horizontal tandis qu'en dehors des accidents tectoniques les ellipsoïdes (aplatissement triaxial) présentent un axe d'allongement maximum (X) sub-vertical. Dans ce dernier cas, la déformation finie correspond à un aplatissement triaxial dont l'axe d'allongement maximum (X) est sub-vertical et l'axe intermédiaire (Y) subhorizontal (figure 3.8).





**Figure 3. 6:** Détermination graphique des rapports axiaux  $X/Z$  et  $Y/Z$  de l'ellipsoïde de la déformation finie dans les quartzites (D17), grès (D19, K19, K20, K16), grauweekes (D34) et granite (K7).





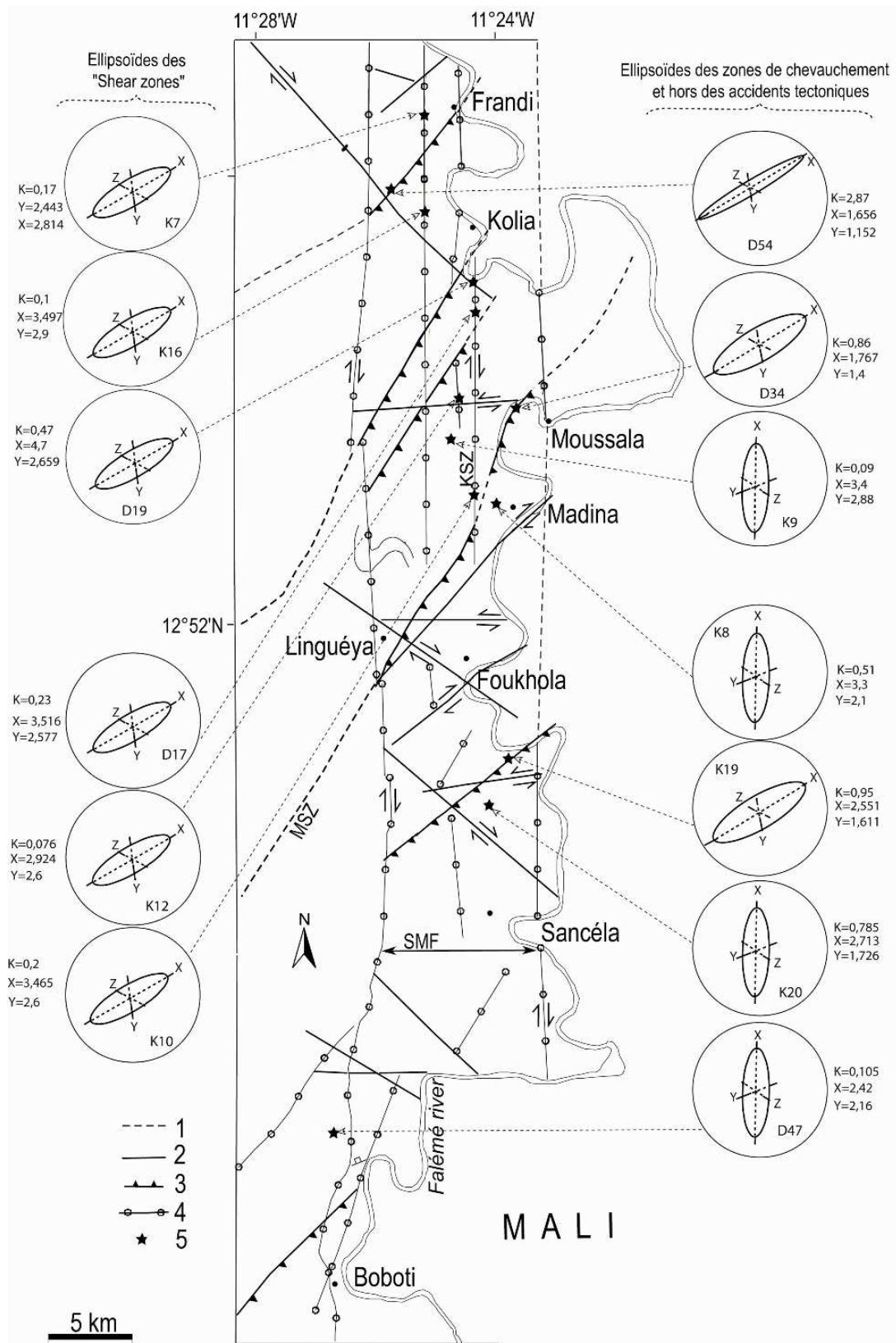
**Figure 3.7 :** Détermination graphique des rapports axiaux X/Z et Y/Z de l'ellipsoïde de la déformation finie dans les albitites.

En outre, dans les accidents tectoniques les valeurs des paramètres de l'ellipsoïde de la déformation finie varient entre les zones de cisaillement simple (zone de cisaillement) et les zones de chevauchement. Dans les zones de cisaillement simple, la déformation finie correspond à un aplatissement triaxial avec un axe d'allongement maximum (X) horizontal et un axe intermédiaire (Y) vertical. Dans les zones de chevauchement, la déformation finie correspond à une constriction triaxiale ou un aplatissement proche de la déformation plane, avec un allongement maximum horizontal.

Les ellipsoïdes de déformation en constriction et en aplatissement, proche de la déformation plane, obtenus dans les sédiments quartzeux de Moussala, Kolia et Sud Foukhola, seraient liés à l'effet d'une tectonique tangentielle dont les traces sont bien exprimées dans ces secteurs (cf. paragraphe 4.2.2.6).

### **2.3- Conclusion préliminaire**

Le secteur d'étude est généralement caractérisé par une déformation finie en aplatissement triaxial. Celui-ci est localement combiné à une déformation finie en constriction parfois proche de la déformation plane dans les zones de chevauchement. Ainsi, le comportement de l'ellipsoïde de la déformation finie varie selon que l'on soit dans un bloc rocheux, une zone de cisaillement ou une zone de chevauchement. Ces différents résultats soulignent le caractère hétérogène du style de la déformation éburnéenne dans le secteur d'étude.



**Figure 3.8 :** Carte structurale montrant les caractéristiques de l'ellipsoïde de la déformation finie au sein et en dehors des accidents tectoniques ainsi que la position des échantillons étudiés. Les numéros des échantillons étudiés sont inclus dans les cercles contenant l'ellipsoïde virtuel. K : paramètre de Flinn, axes d'allongement maximum (X), intermédiaire (Y) et minimum (Z), 1 : Zones de cisaillement supposées, 2 : Zones de cisaillement, 3 : Chevauchement, 4 : Zones de cisaillement remobilisées, 5 : localisation des échantillons étudiés.

### **III- ÉTUDE DES LINÉAMENTS**

#### **3.1- Les linéaments satellitaires**

Les images satellites sont utilisées dans plusieurs applications notamment dans la caractérisation des objets géologiques (lithologie, failles, linéaments, plissements, etc.).

L'analyse des linéaments à l'échelle des images satellites permet une bonne cartographie superficielle des grandes structures géologiques (tracés de failles ou zones de cisaillement, grands plis, cours d'eau, géométrie des collines et falaises, etc.). Les résultats obtenus sont validés avec les données de terrain.

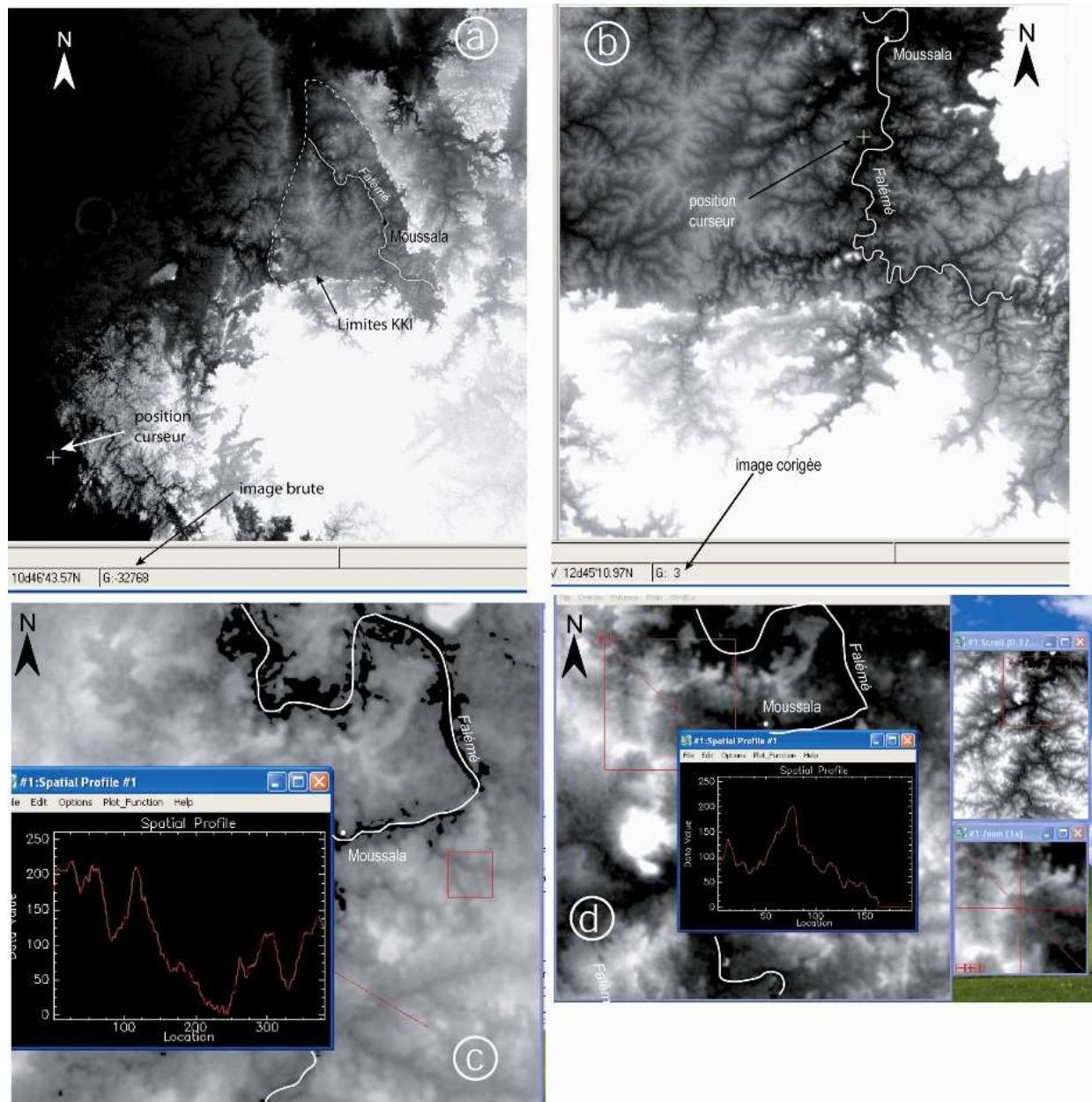
Nous avons utilisé comme matériel: (i) les images satellites de type Landsat7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper) de résolution ~35m et MNT (Modèle Numérique de Terrain) ou DEM (Digital Elevation Models) de résolution ~90m, (ii) les cartes géologiques, topographiques et des minéralisations du secteur, (iii) les données de terrain avec les coordonnées géographiques des structures cartographiées.

La méthodologie consiste en : (i) une analyse et interprétation des résultats du traitement informatique des images satellites; (ii) une validation des résultats obtenus avec les données de la bibliographie et de terrains; (iii) une synthèse (par superposition) et digitalisation des résultats finaux.

##### **3.1.1- Traitement des images satellites**

###### **La correction d'image**

La correction s'effectue sur les images MNT ou DEM. En effet, à l'état brut certaines images (MNT) présentent des défauts caractérisés par des valeurs de gris (G) négatives, lorsque le curseur est positionné sur une partie noire. Ces défauts, qualifiés de trous sur l'image MNT, doivent être corrigés avant tout traitement informatique. La correction consiste à ramener la valeur des gris à la normale (0-255). Les corrections nécessaires à cet effet ont été effectuées sur les images utilisées (**figures 3.9a,b**).



**Figure 3.9 :** Images montrant les valeurs de gris "G" de la position de la pointe du curseur (croix en jaune) sur une image MNT brute (a) et MNT corrigée (b) du secteur. La valeur négative de G (-37768) sur l'image brute est liée à des défauts (trous) qui ont été corrigés sur l'image (b), où la valeur de G devient positive lorsque le curseur est placé sur une zone noire (ici sur le lit du fleuve Falémé). Les images (c) et (d) montrent respectivement l'allure des courbes sur les profils réalisées sur l'image brute (c) et sur l'image corrigée (d). Les indentations de la courbe du profil sur l'image brute sont nettement plus accentuées que sur l'image corrigée. La localisation des profils est indiquée par la ligne rouge apparaissant sur les images.



## **Le filtrage d'image**

Le filtrage s'effectue également sur les images MNT. Il permet de supprimer les effets du bruit de l'image. Ces effets de bruit se manifestent par l'apparition de faibles indentations en escaliers sur la courbe d'un profil tracé sur l'image. Après filtrage, la courbe devient lissée, traduisant l'élimination de l'effet du bruit (figures 3.9c,d).

### **3.1.2- Analyses des images satellites**

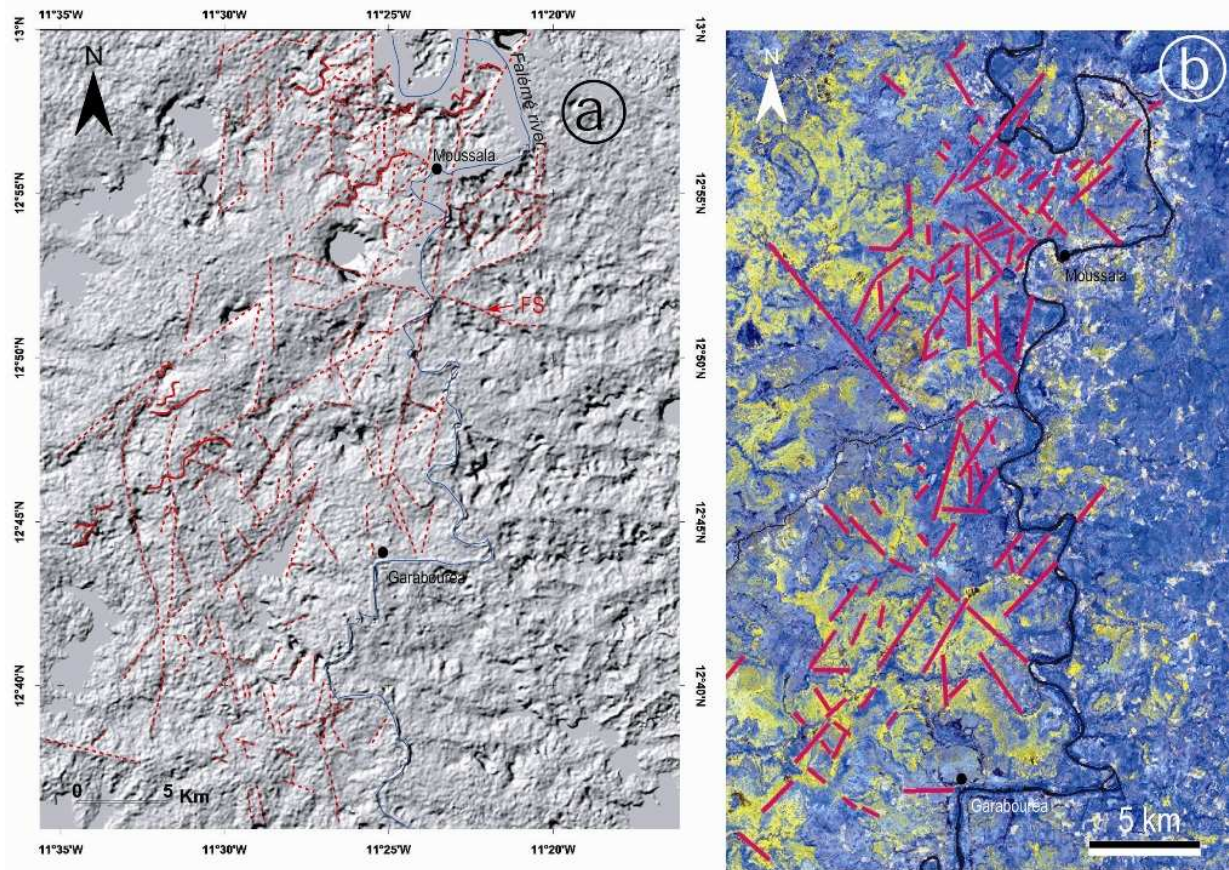
#### **3.1.2.1- Analyse supervisée des structures géologiques**

Il s'agit de la digitalisation des structures géologiques mises en évidence sur l'image (MNT ou Landsat7 ETM+) après traitement. Le traitement consiste à des ombrages pour les images MNT ou à des combinaisons de compositions colorées dans le cas des images Landsat7 ETM+.

**L'ombrage** s'effectue sur une image MNT préalablement corrigée et filtrée de ses "trous" et "effets de bruit". Il consiste à un éclairage de l'image sous différents azimuts, mettant ainsi en évidence les grandes structures du relief (linéaments, collines, falaises, cours d'eau, failles). Celles-ci apparaissent assez ou moins clairement en fonction de leur angle d'inclinaison par rapport à la source d'éclairage. Les structures identifiées sont directement digitalisées sur l'image (figure 3.10a). On note, des structures linéaires associées à quelques structures curvilignes (en trait continu). Ces derniers correspondraient à des bordures de relief (colline, falaise, etc.). Les structures linéaires sont majoritairement orientées NE-SW et NS, avec quelques directions NW-SE et de rares directions E-W.

**Les compositions colorées** sont effectuées sur les images Landsat7 ETM+. Elles consistent en une combinaison des canaux d'images Landsat7 afin d'améliorer la qualité de l'image résultante en fonction des objectifs visés. On peut ainsi annuler ou minimiser les effets de la végétation et des nuages sur les images pour mieux mettre en relief les structures géologiques.

Nous avons utilisé ici une composition colorée mettant la végétation en bleu grisâtre, les sols latéritiques en jaune et l'eau en bleu noirâtre. Les grands linéaments identifiés sont directement digitalisés sur l'image (figure 3.10b).



**Figure 3.10 :** (a) Synthèse des linéaments obtenus (en tiretés rouges) sur différentes images MNT après éclairage suivant différents azimuts. (b) Image Landsat7 EMT+ montrant les structures linéaires interprétées (en traits rouges) après différentes compositions colorées.

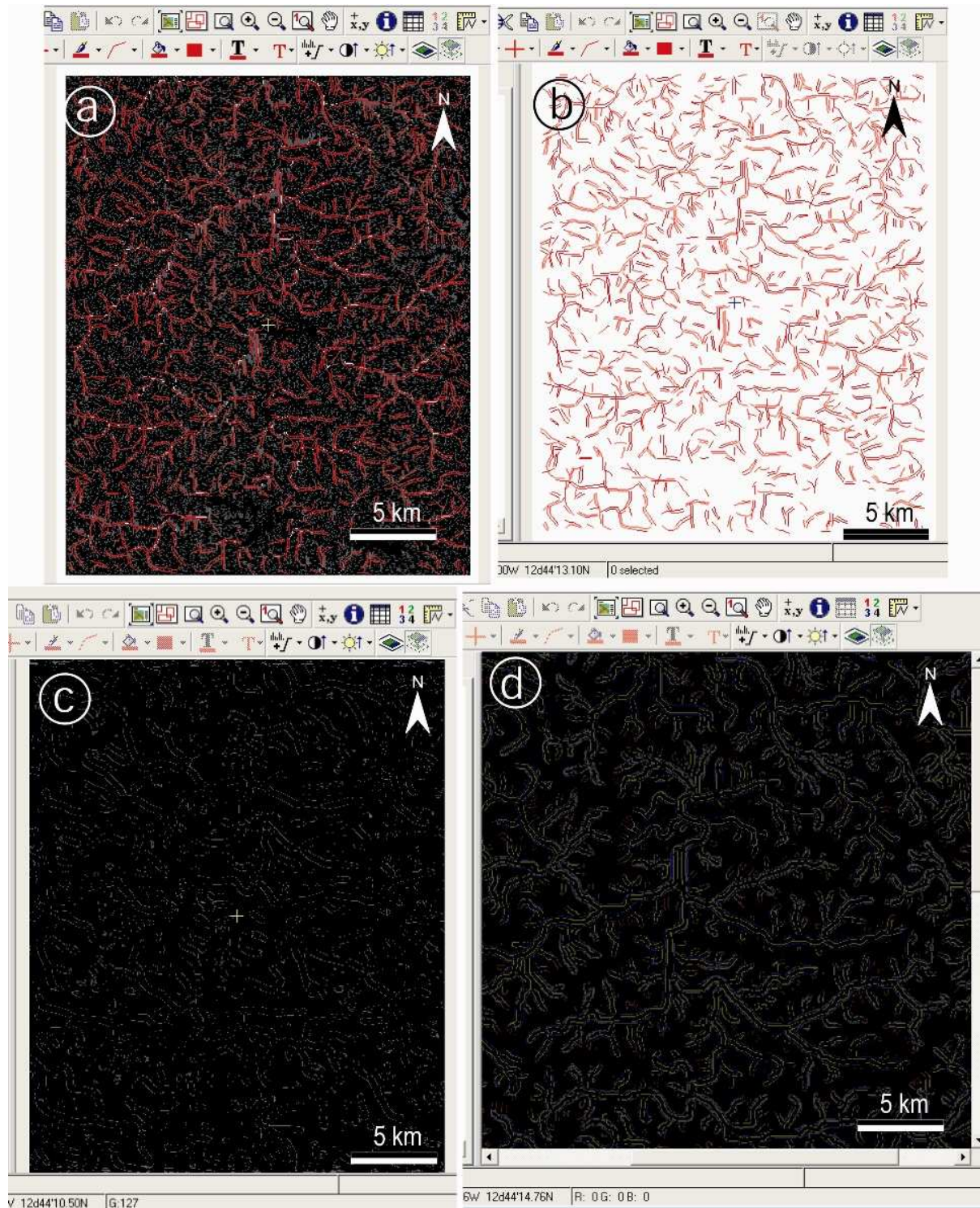
Les résultats montrent que les linéaments de direction NE-SW et NS sont les plus fréquents. Les linéaments NW-SE, bien qu'assez peu fréquents, sont bien répartis à l'échelle de la zone d'étude. Les linéaments de directions E-W sont rares.

### 3.1.2.2- Analyse non supervisée des structures géologiques

Il s'agit d'une extraction directe des grandes structures géologiques (linéaments, cours d'eau, faille, etc.) par traitement informatique des images. L'image obtenue à partir de ce traitement donne un modèle virtuel des grandes structures du relief.

L'extraction des linéaments s'effectue sur l'image MNT, elle aboutit à une cartographie virtuelle des principaux linéaments (failles, cours d'eau, etc.) du secteur (figures 3.11a,b). Sur ces figures, on constate que les structures soulignées (trait rouge) correspondent pour la plupart au réseau hydrographique. Seules quelques structures linéaires ont été mises en évidence.





**Figure 3.11 :** (a) Réseau des linéaments obtenus par analyse non supervisée de l'image MNT du secteur d'étude. (b) Même image que (a), le fond blanc est lié au retrait de l'image MNT. (c) Image obtenue sur l'extraction des rides. (d) Comparaison entre rides (en traits bleus et rouges) et linéaments non supervisés (en traits jaunes) obtenus sur l'analyse de l'image MNT du secteur d'étude. On constate une bonne corrélation entre rides et linéaments.

*L'extraction des rides (contours du relief)* s'effectue aussi sur les images MNT. Cette analyse met en évidence les rides qui sont liées aux contours du relief (dépression, colline, falaises etc.). Ces rides montrent ici une géométrie variable (figure 3.11c).

*La comparaison* par superposition (figure 3.11d) entre *rides et linéaments non supervisés* montre que les linéaments non supervisés (traits jaunes) correspondent en général à l'axe central des contours du relief (traits rouges et bleus).

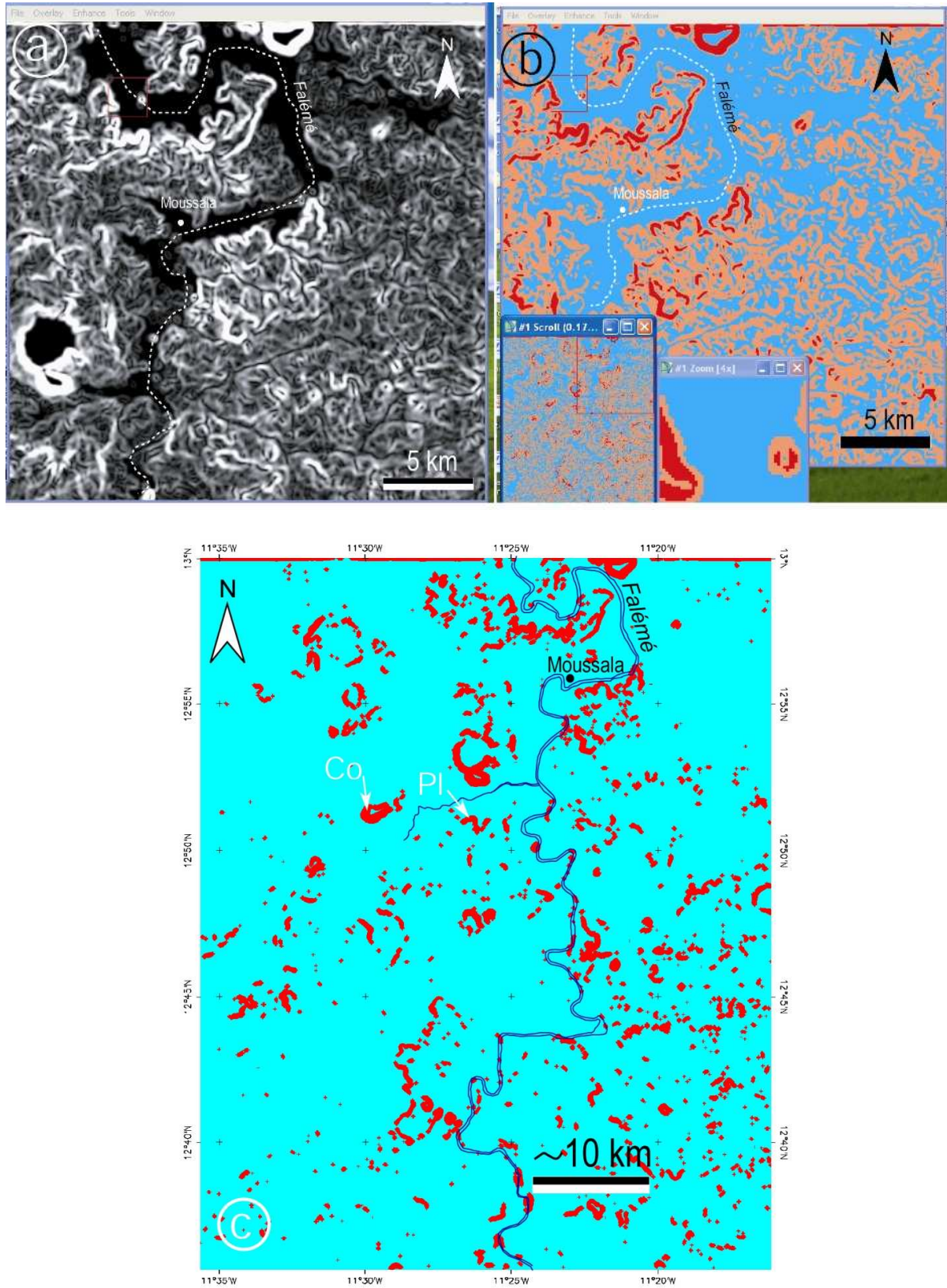
La circonscription des linéaments non supervisés dans les contours du relief, en particulier du réseau hydrographique, indique une certaine limite d'applicabilité de cette méthode d'analyse des linéaments dans cadre de la discrimination des linéaments liés à des structures tectoniques.

*Le calcul des pentes* est une méthode d'analyse non supervisée permettant de mettre en évidence les grands accidents en rapport avec des variations du degré de pentes du relief. Il est réalisé sur une image MNT. Il permet entre autres de localiser les grandes structures à fortes valeurs de pentes pouvant correspondre à des failles à mouvement sub-vertical (rampes, failles normale ou inverse), à des falaises, des collines, etc. Les résultats du traitement de l'image MNT (figures 3.12a,b), montrent les différentes zones de pentes du secteur. Seules les zones à forte pente ( $>30^\circ$ ), soulignées en rouge vif sur l'image (figures 3.12b,c), ont été retenues comme liées à des linéaments associés aux grands accidents du relief. Certaines structures linéaires ont été identifiées sur le terrain comme étant de grands accidents de cisaillement.

Il apparaît sur l'image (figure 3.12c) que les zones de fortes pentes dessinent des structures linéaires (failles, falaise, etc.), des structures circulaires (Co) correspondant aux limites de collines et des structures curvilignes (Pl), interprétées comme de grands plissements souvent en forme de "Z".

Ces zones à fortes pentes ont été superposées aux images MNT (figure 3.13a) et Landsat7 ETM+ (en composition colorée) du secteur (figure 3.13b), pour faire la corrélation avec les linéaments relatifs à l'analyse supervisée. Sur l'image MNT (figure 3.13a), certaines zones de pentes (en bleu) sont confondues aux structures linéaires identifiées (traits rouges). Le tracé de l'Accident Sénégal-Malien (ASM) apparaît plus clairement sur l'image Landsat7 (figure 3.13b) où il est souligné par un couloir de tâches rouges discontinues, orientées NS.



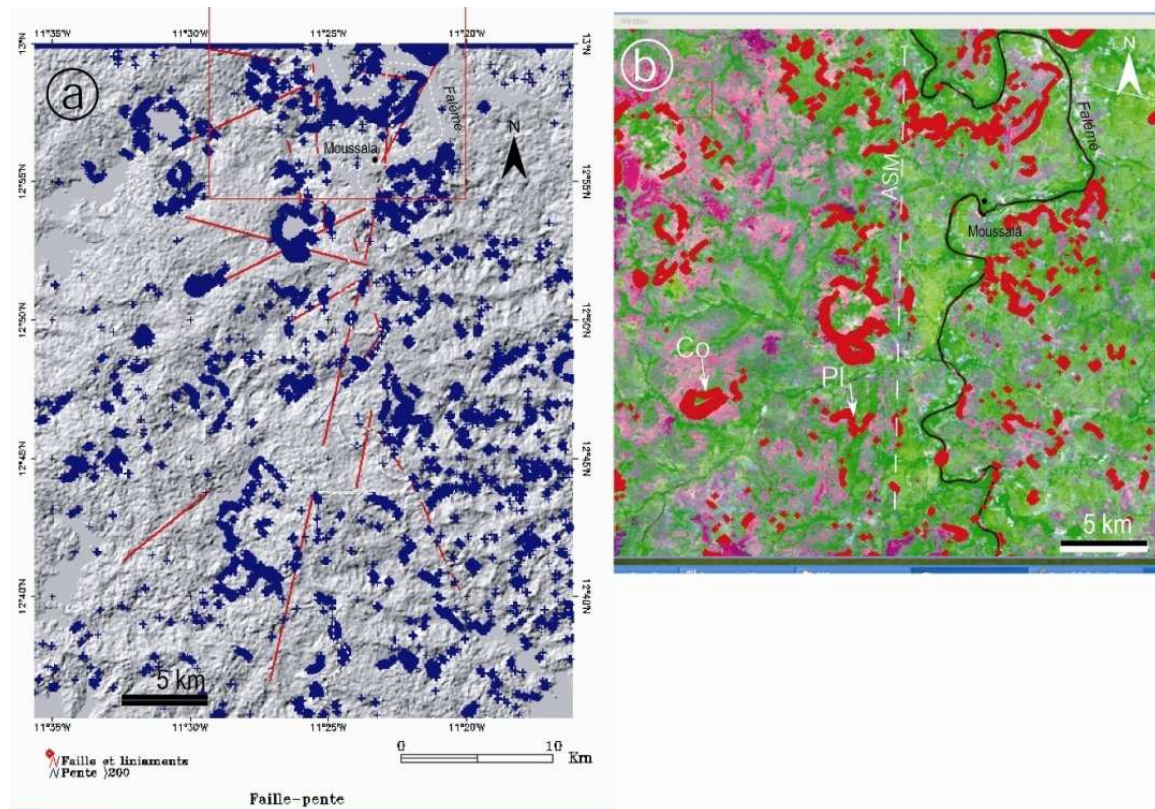


**Figure 3.12:** (a) Image brute des pentes (noir et blanc). (b) Image des pentes classées en trois groupes: pente < 10° en cyan ; pentes entre 10 et 30° en orange ; pentes > 30° en rouge. (c) Image des zones à fortes pentes du secteur d'étude. Co: colline, Pl: pli.



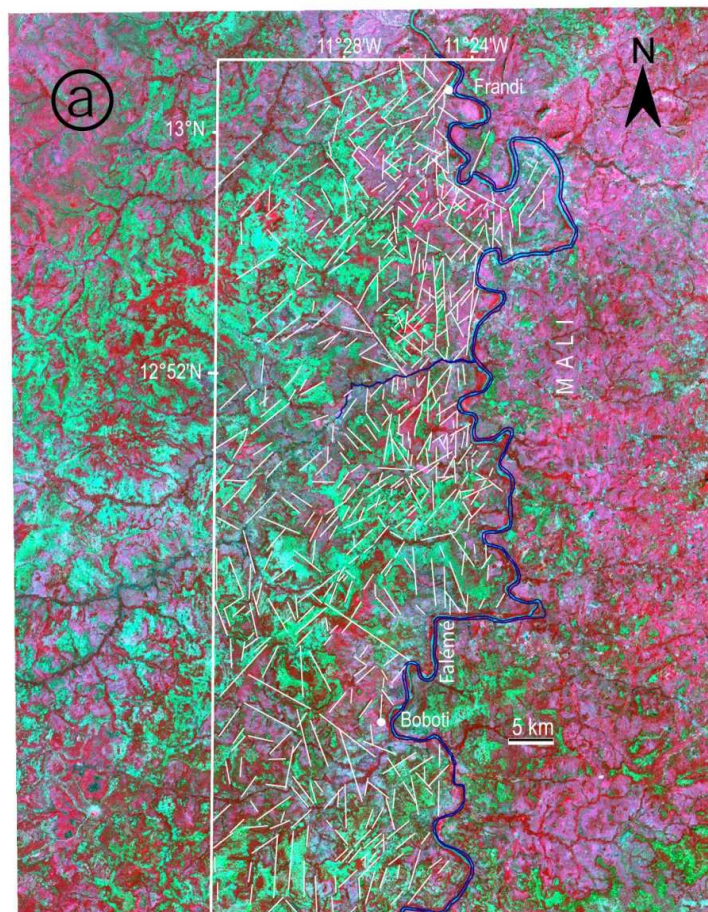
### 3.1.3- Conclusion

Les différents linéaments obtenus à partir des analyses supervisées et non supervisées sur les images satellites (Landsat7 ETM+ et MNT) du secteur d'étude ont été reportés sur une image Landsat7 (figure 3.14a) et une image MNT (figure 3.14b). Il apparaît sur ces deux figures que la majorité des linéaments est orientée NE-SW. Viennent ensuite les linéaments de direction NS qui sont essentiellement localisés le long du couloir de l'ASM. Les linéaments NW-SE sont peu abondants tandis que ceux orientés E-W sont rares.



**Figure 3.13:** (a) Image résultant de la superposition des données des pentes (en bleu) sur l'image MNT. Les traits en rouge correspondent à quelques linéaments majeurs interprétés sur l'image MNT. (b) Image résultant de la superposition des données des pentes (en rouge) sur l'image Landsat7 en composition colorée. Les tirets blanc soulignent le tracé de l'Accident Sénégal-Malien (ASM). Co: colline, Pl: pli.

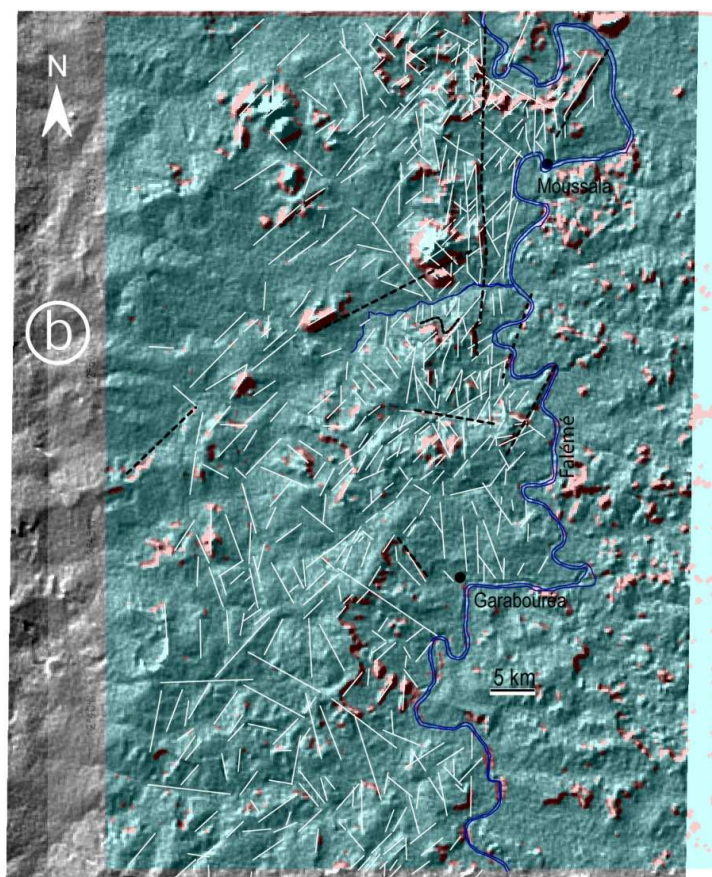




**Figure 3.14 :**

(a) Linéaments résultant des analyses supervisées et non supervisées d'images satellites, projetés sur l'image landsat7 ETM+ en composition colorée du secteur d'étude.

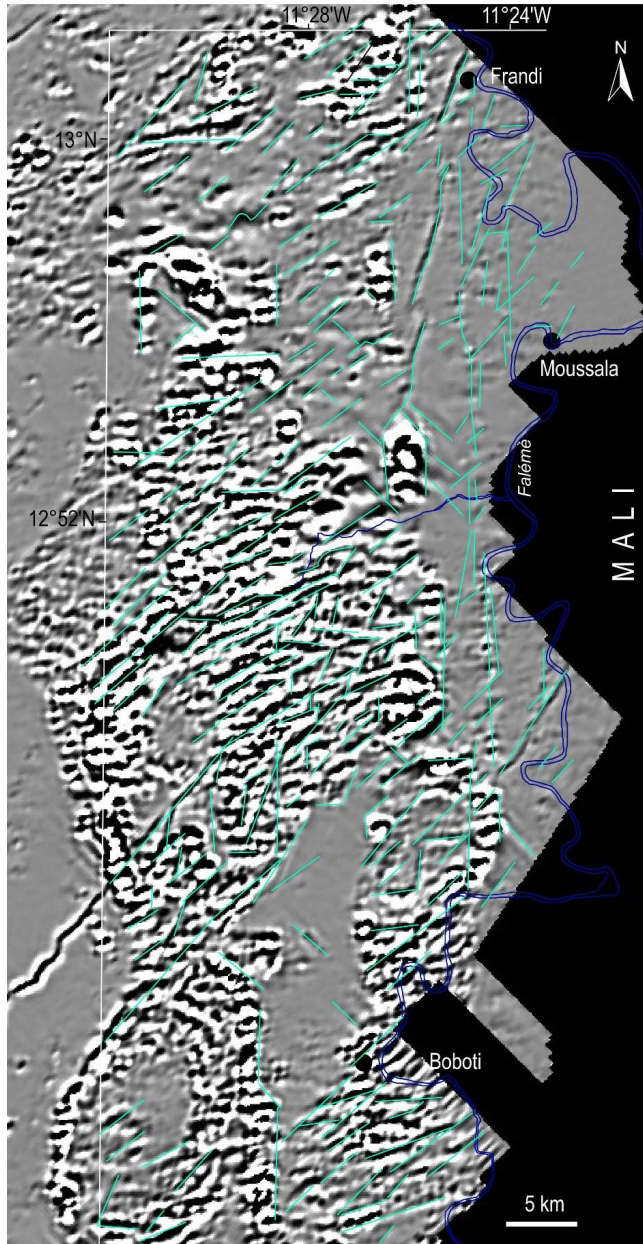
(b) Linéaments résultant des analyses supervisées et non supervisées d'images satellites, projetés sur l'image MNT du secteur d'étude





### 3.2- Les linéaments géophysiques

Les données géophysiques (aéromagnétiques) ont été levées par Fugro pour le compte de la Direction de la Géologie et des Mines (DGM) du Ministère de l'Industrie et des Mines du Sénégal. Elles ont été obtenues grâce à la collaboration entre la DMG et le Département de Géologie de la Faculté des Sciences de l'université Cheikh Anta Diop de Dakar.



**Figure 3.15 :**

Image résultant du traitement des données géophysiques du secteur d'étude. Les structures linéaires sont soulignées par les traits en cyan. Les structures elliptiques correspondent à des corps magmatiques.

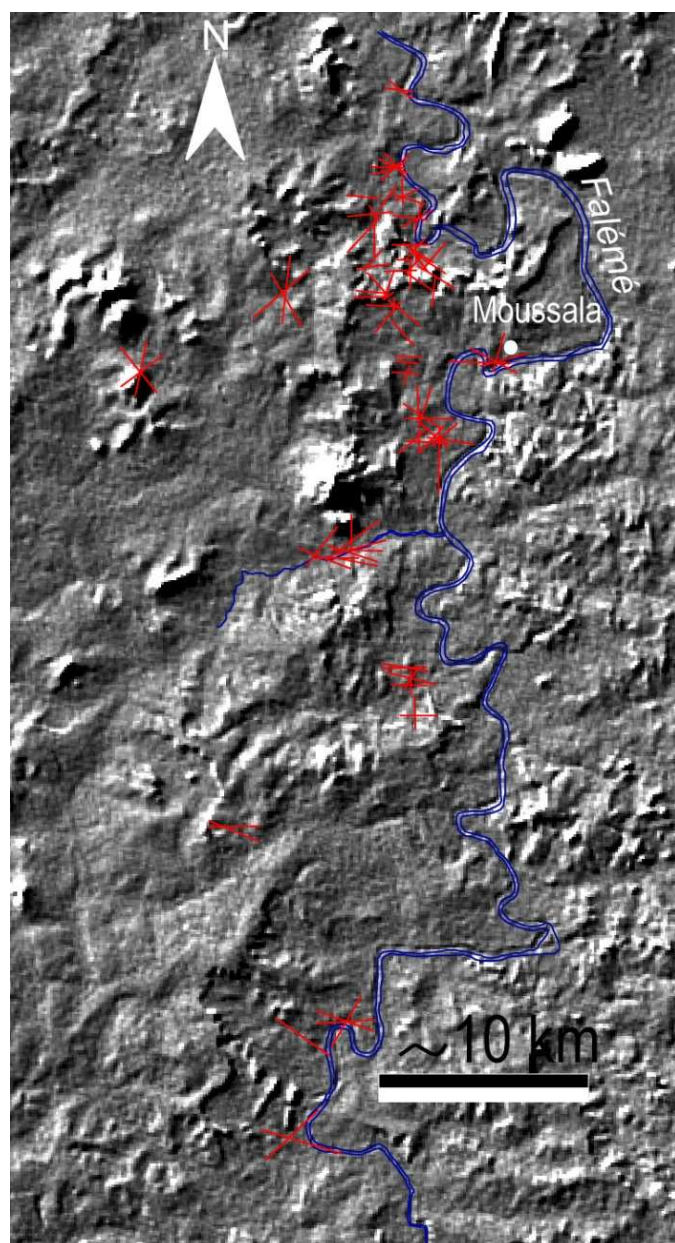
Le résultat obtenu à partir du traitement des données géophysiques du secteur d'étude (figure 3.15) montre différents linéaments. Ces linéaments ont été digitalisés directement sur l'image. Ils correspondent à des structures de subsurface. Il apparaît sur l'image une grande fréquence

de linéaments orientés NE-SW. La seconde direction de linéament la plus importante est la direction NS. Elle est suivie par ordre de fréquence par les linéaments NW-SE puis E-W. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus sur le traitement des images satellites (MNT et Landsat7 ETM+).

### **3.3- La fracturation**

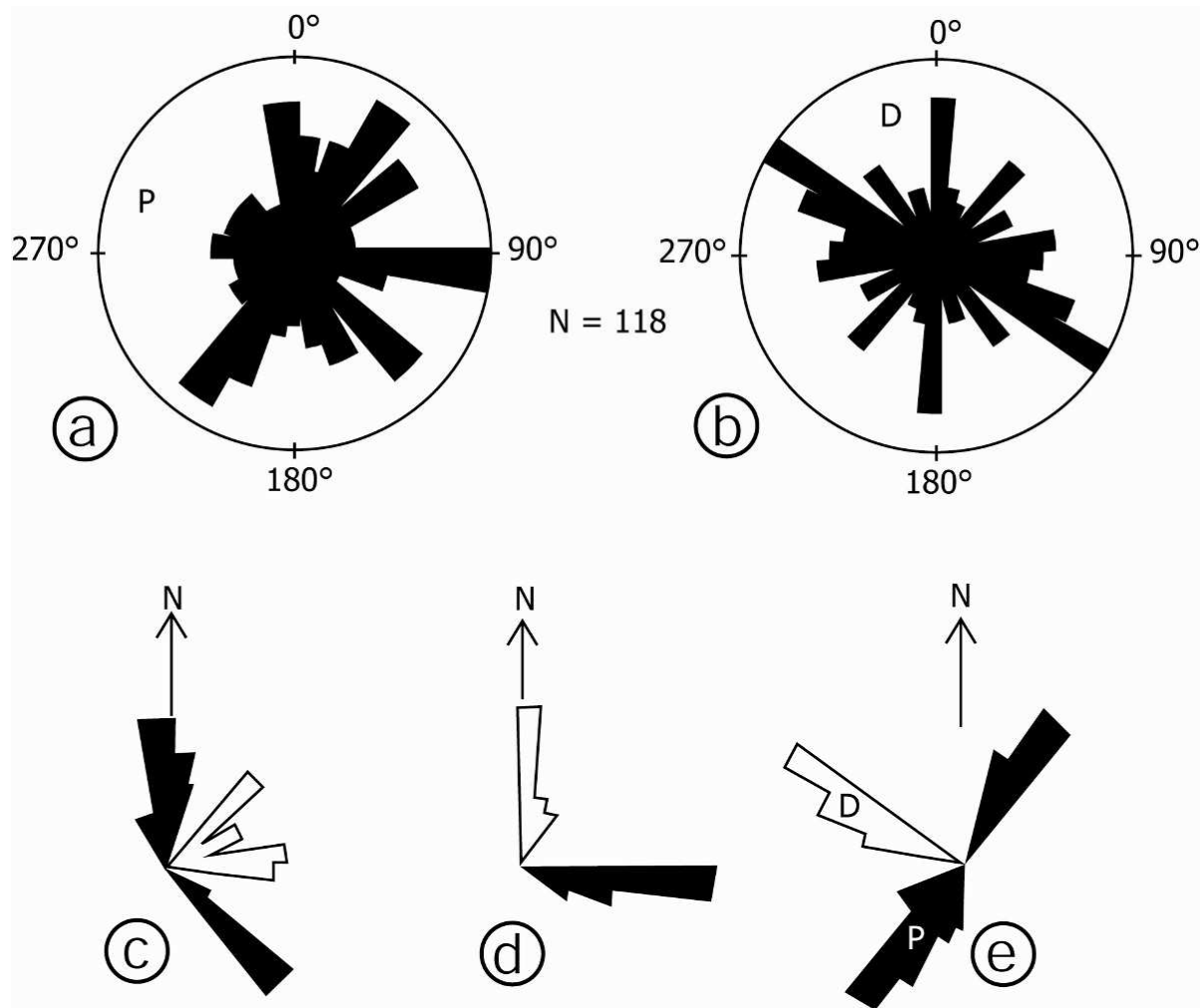
Sur le terrain, la fracturation correspond aux structures des déformations cassantes et semi ductiles, exprimées sous forme de cassures et de joints de cisaillement. Les directions et pendages de ces fractures ont été relevés sur terrain. Les mesures obtenues sont directement reportées sur la carte des fracturations et sous forme de lignes (figure 3.16). La projection stéréographique, sous forme de rose diagrammes des valeurs obtenues dans le secteur d'étude, donne une idée des grandes tendances des directions de fracturation ainsi que des pendages qui leur sont associés (figures 3.17a,b). L'analyse de ces données indique que les directions des fractures sont essentiellement NS, NE-SW, NW-SE et EW (figure 3.17a). Les pendages les plus fréquents sont dirigés vers le Nord pour les structures orientées E-W, vers l'Est pour les structures orientées NS, vers le SE pour les structures orientées NE-SW et proportionnellement vers le NE et le SW pour les structures NW-SE (figure 3.17b).





**Figure 3.16 :**

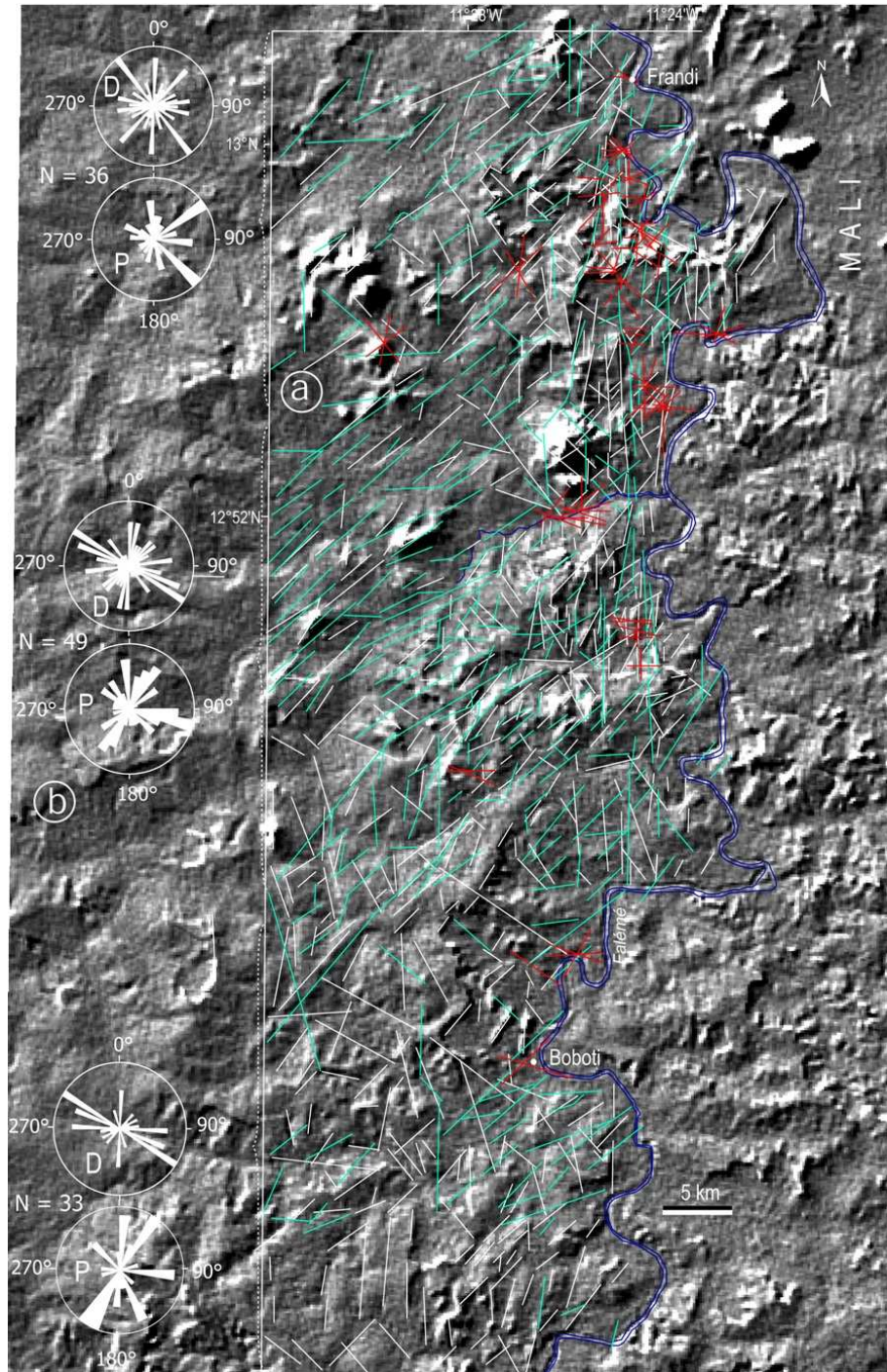
Image MNT montrant la localisation et l'orientation des différentes fractures mesurées sur le terrain (traits rouges).



**Figure 3.17.** Rose diagrammes indiquant le sens des pendages (a) et la direction d'allongement (b) des différentes fractures relevées sur le terrain. Ces différentes directions (D) de fractures sont combinées à leurs pendages (P) respectifs (c, d, e).

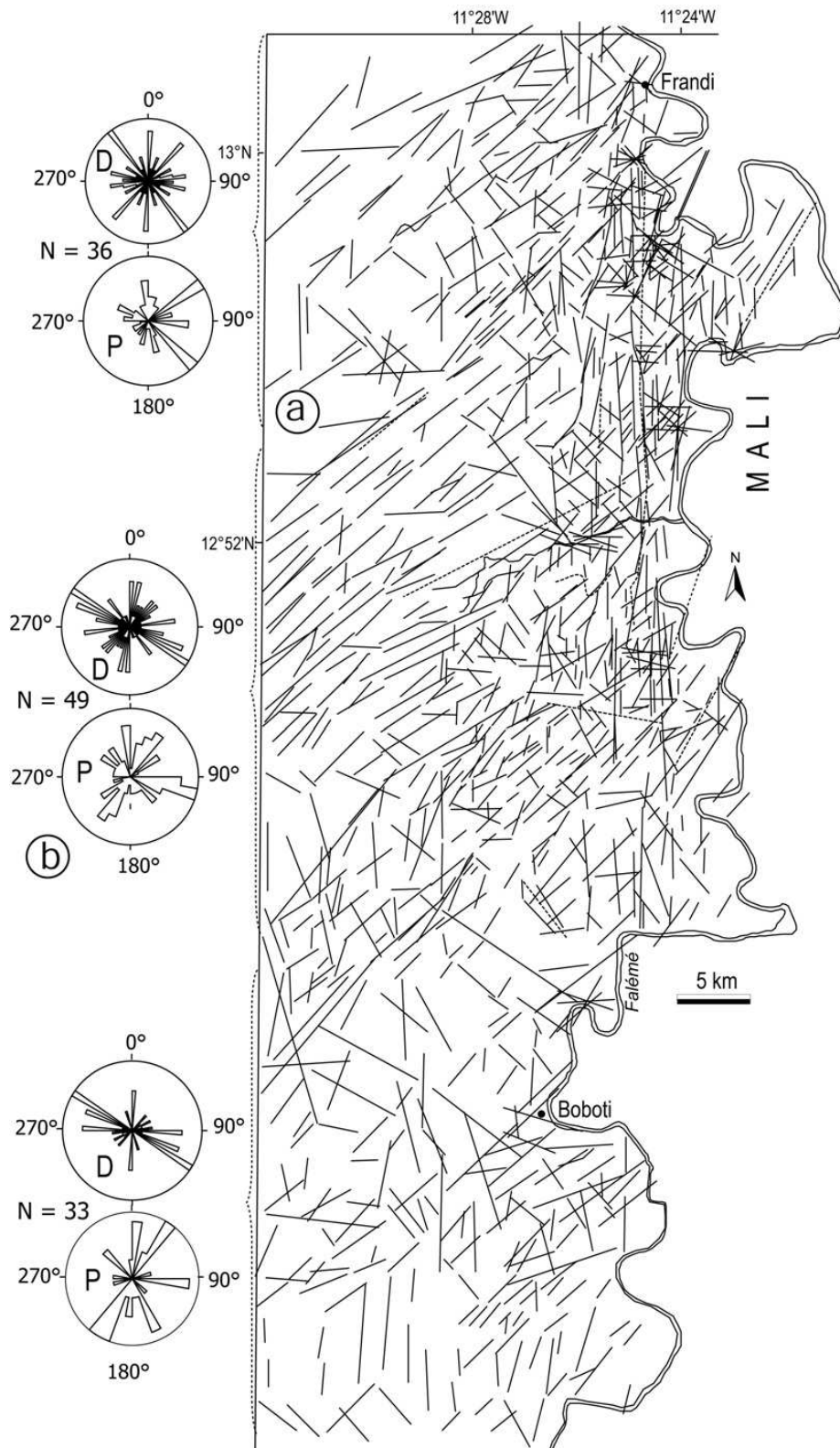
Ces données de terrain sur la fracturation sont combinées à celles obtenues sur le traitement des images satellites (MNT et Landsat7 ETM+) et géophysiques. La superposition de ces différents linéaments (images satellites, géophysiques et fracturation), montre que ces structures sont complémentaires voire localement confondues (figure 3.18).

Il apparaît quatre directions majeures de linéaments : NS, NW-SE, WE et SW-NE. Les pendages de ces directions, relevés sur les fractures de terrain, sont essentiellement dirigés vers le Nord, l'Est, le SE et le NE ou SW (figures 3.18 ; 3.19).



**Figure 3.18 :** (a) Superposition des linéaments résultant du traitement des images satellites (traits blancs), géophysiques (traits verts) et des fractures relevées sur le terrain (traits rouges) sur les images MNT (Modèle Numérique de Terrain). (b) Les roses diagrammes, correspondant à la direction d'allongement (D) et au sens du pendage (P) des fractures dans les différentes zones du secteur d'étude, sont indiquées sur la colonne de gauche.





**Figure 3.19 :** (a) Carte des linéaments du secteur d'étude, obtenue par superposition des données résultant du traitement des images satellites (MNT et Landsat7 ETM+) et géophysiques ainsi que des données de terrain. (b) Roses diagrammes des directions d'allongement (D) et sens du pendage (P) des fractures relevées dans les différentes zones du secteur d'étude. Les linéaments issus du calcul des pentes sont notés en pointillés.



### **3.4- Conclusion**

L'analyse de la déformation cassante et semi-ductile, exprimée sous forme de linéaments à travers les images satellites et géophysiques et sous forme de failles, joints de cisaillement et fractures sur le terrain, a permis de mettre en évidence quatre directions principales : NS, NE-SW, NW-SE et EW. Ces directions sont d'importance (fréquence) différente. Les directions NE-SW sont les plus fréquentes. Elles sont suivies par les directions NS puis NW-SE. Les directions E-W sont rarement exprimées. Les résultats obtenus sur la fracturation seront comparés à ceux des schistosités relevées sur le terrain pour mieux comprendre leurs relations. Les structures linéaires résultants du traitement des images ont été combinées aux données obtenues sur le terrain afin de préciser la cartographie des grandes zones de failles dans le secteur d'étude. En outre, la géométrie de certaines structures ductiles a pu être précisée grâce à l'imagerie satellite.

## IV- ANALYSE DES DIFFERENTES STRUCTURES

Les formations géologiques du secteur d'étude sont caractérisées par des déformations complexes s'exprimant sous forme de zones de cisaillement, failles, foliations ou schistosités, linéations, chevauchements, plissements, boudinages, fractures, etc. Par ailleurs, à certains endroits du secteur d'étude (Kolia, Maussala, Sancéla etc.), des structures primaires sont bien préservées.

### 4.1- Les structures sédimentaires

#### 4.1.1- Stratification

L'orientation et la localisation des plans de stratification et de schistosité mesurés sur le terrain sont indiquées en [figure 3.20](#). Sur le terrain le litage originel ou stratification ( $S_0$ ) est soulignée par des alternances de bancs de couleurs différentes et/ou par le granoclasement des éléments de la roche ([figures 2.3c ; 2.6a,b](#)). Cette stratification est parfois assez bien conservée dans certains sédiments (pélites, conglomérats). Toutefois, sa géométrie originelle est perturbée par les événements tectoniques ultérieurs. Dans les niveaux turbiditiques des pélites et dans les grauweekes, elle est marquée en général par le granoclasement des grains de quartz ([figure 2.6b](#)).

#### 4.1.2- Plis et failles syn-sédimentaires

Des plis "aschisteux" ont été observés dans les pélites sur le flanc d'une butte-témoin, située entre les villages de Kolia et Moussala. Ils déforment le litage  $S_0$  sous forme de plis décimétriques en "Z" localisés sur le flanc de plis décamétriques déjetés ([figure 3.21a](#)). Ces plis "aschisteux" par écoulement, généralement connus sous le nom de "slump", sont ici notés  $P_0$ . Ce plissement syn-sédimentaire  $P_0$  est aussi visible en lame mince avec des plis moulés par la schistosité ([figure 2.21b](#)). Les plis sont associés à des failles normales ou décrochantes syn-sédimentaires qui recoupent ou sont parfois recoupées par la stratification ([figures 3.21c,d](#)). Des figures de ravinement affectent également la stratification ([figures 3.21c,d](#)).

En somme, ces différentes structures syn-sédimentaires témoignent de l'instabilité tectonique du bassin au moment de la sédimentation de l'unité inférieure ( $B_1$ ).

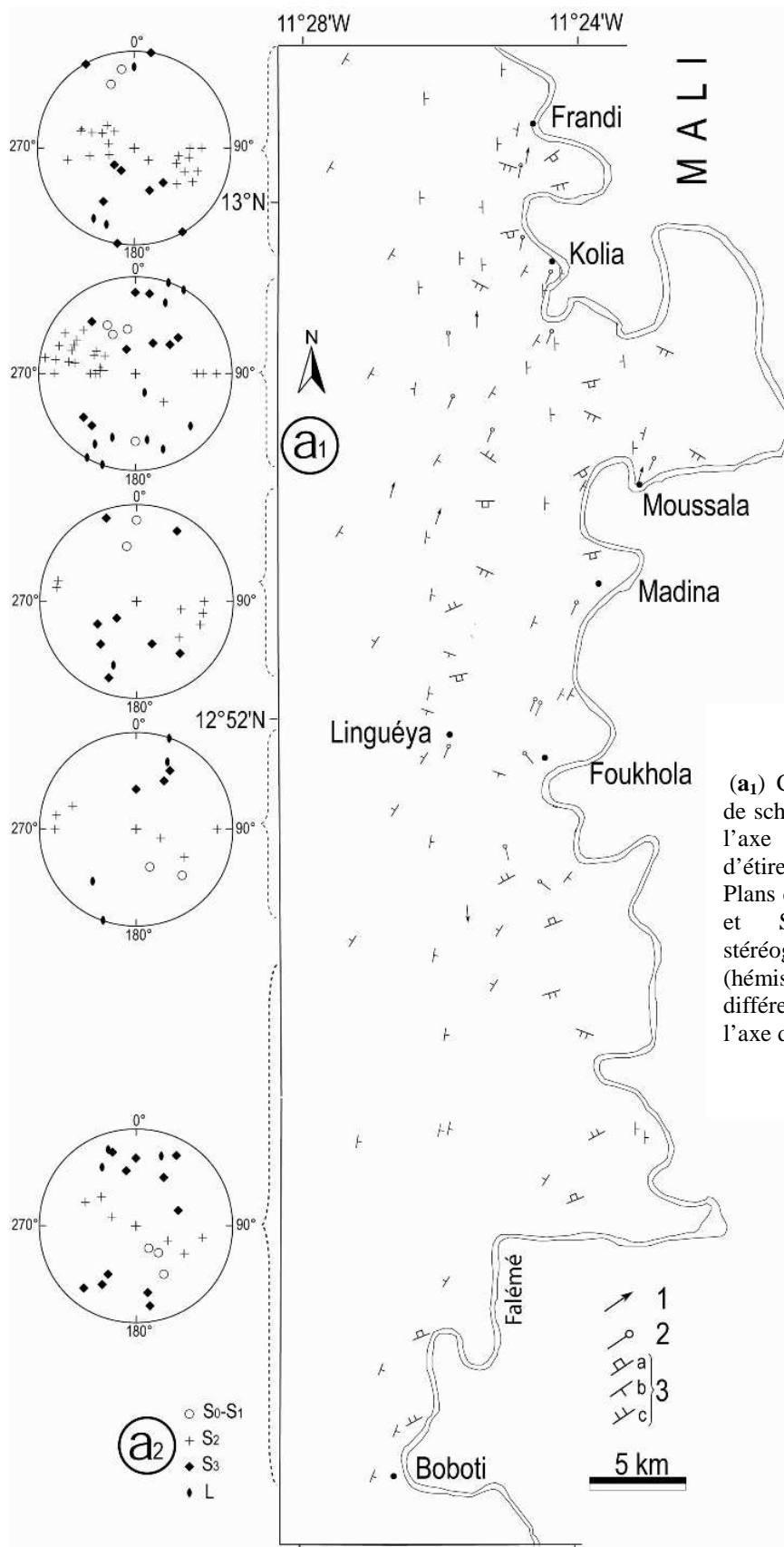
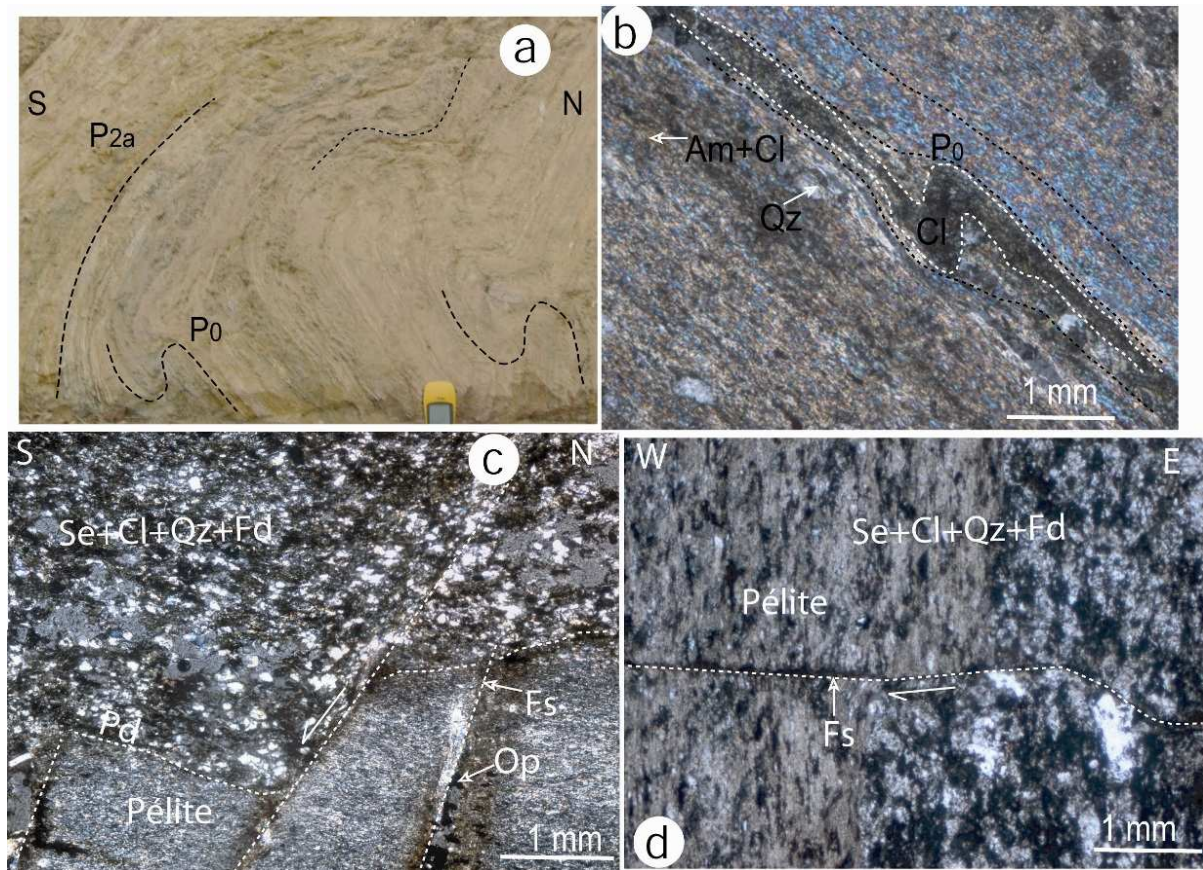


Figure 3.20 :

(a<sub>1</sub>) Carte de l'orientation des plans de schistosités et stratification, et de l'axe des plis. (1) Linéation d'étirement. (2) Axe de pli. (3) Plans de schistosités S<sub>0</sub>-S<sub>1</sub> (a), S<sub>2</sub> (b) et S<sub>3</sub> (c). (a<sub>2</sub>) Projection stéréographique à aires égales (hémisphère inférieur) des pôles des différents plans de schistosité et l'axe des plis. L: linéation



**Figure 3.21** : Structures syn-sédimentaires. (a) Plis syn-sédimentaires ( $P_0$ ) dans le flanc d'un pli décamétrique ( $P_{2a}$ ) (observation plan vertical). (b) Pli syn-sédimentaire moulé par le litage primaire  $S_0$  (observation plan vertical). (c) Failles normales syn-sédimentaires et plan de discordance dans les pélites (observation plan vertical). (d) Décrochement dextre affectant les pélites et plan de discontinuité (Pd) dans les pélites (observation plan horizontal). Fs : faille syn-sédimentaire, Se : séricite, Cl : chlorite, Qz : quartz, Fd : feldspaths, Op : opaque, Am : amphibole.



## 4.2- Les structures tectoniques

Les formations birimiennes du secteur d'étude sont affectées par divers types de structures tectoniques. Ces structures ont été identifiées et caractérisées sur le terrain et au microscope polarisant. Elles ont été regroupées selon leur nature et leurs relations géométriques et chronologiques, en structures de déformations éburnéennes  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ .

### 4.2.1- Les structures de la première déformation éburnéenne ( $D_1$ )

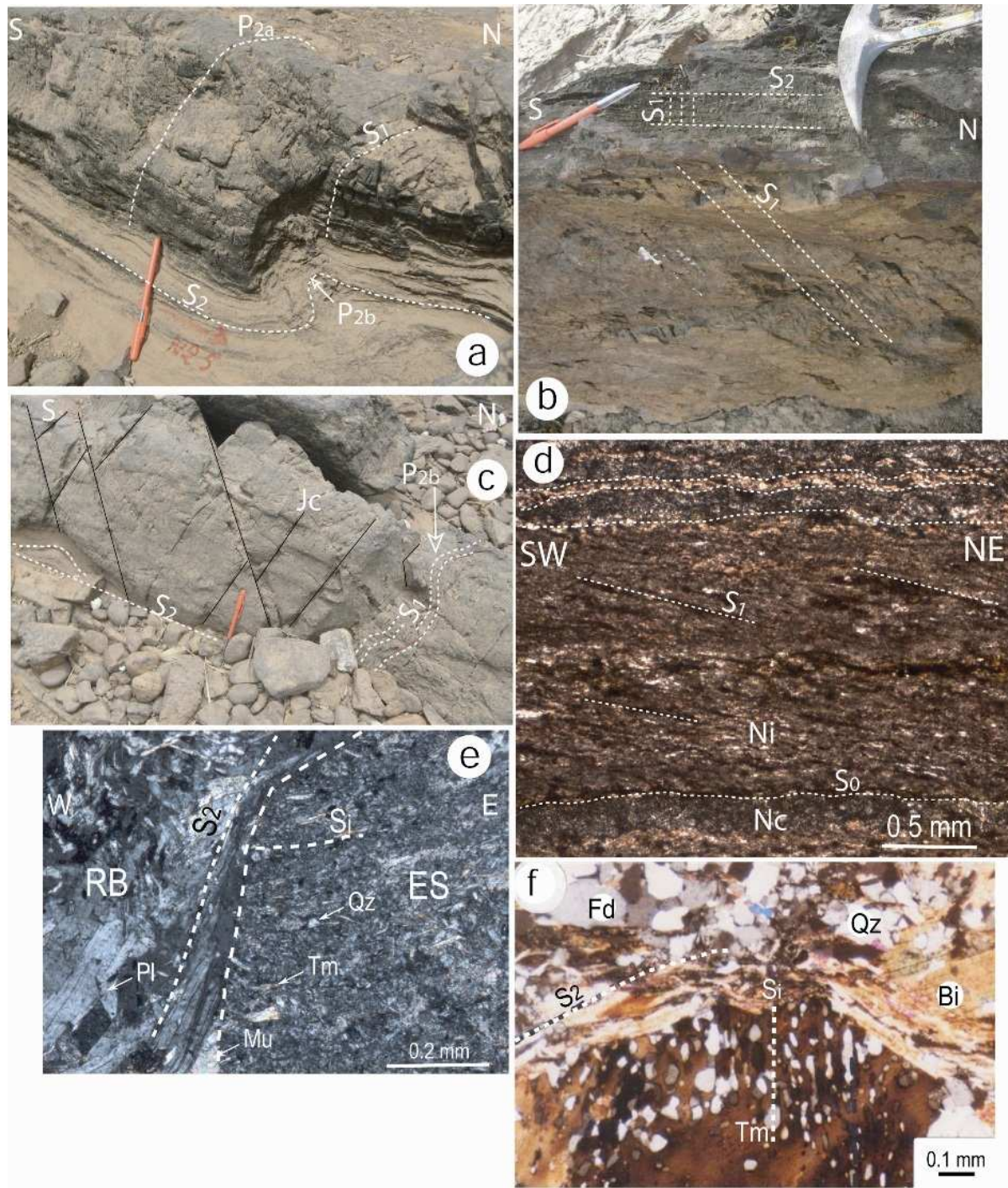
#### 4.2.1.1- La schistosité $S_1$

A la stratification ( $S_0$ ) se transpose souvent une schistosité  $S_1$  peu préservée dans les sédiments de l'unité inférieure. La schistosité  $S_1$  est frustre, parfois à peine discernable et s'observe rarement sur le terrain. Elle apparaît souvent dans les lithologies compétentes et les zones de cisaillement, sous forme de schistosité de fracture et de flux parfois plissée, qui est recoupée par la schistosité  $S_2$  (figures 3.22a,b,c). Le plissement (figure 3.22c) est lié à une déformation ultérieure associée à une schistosité secondaire ( $S_2$ ). La schistosité  $S_1$  a été aussi observée sous forme de schistosité de flux et de fracture dans les niveaux incompetents des pélites gréseuses (figures 3.22b,d). Elle apparaît également sous forme de schistosité interne dans les enclaves sédimentaires des roches magmatiques et dans les minéraux ante-schisteux, moulée et recoupée par la schistosité  $S_2$  (figures 3.22e,f). La schistosité  $S_1$ , transposée à la stratification ( $S_0$ ), est notée  $S_0$ - $S_1$ . L'orientation de la  $S_0$ - $S_1$ , bien que modifiée par les déformations ultérieures, semble osciller entre  $N45^\circ$  et  $N90^\circ$  avec un pendage vers le NW (figure 3.20).

#### 4.2.1.1- Les plis $P_1$

Les plis  $P_1$  sont de géométrie variable, liée aux effets des déformations ultérieures. Ils apparaissent souvent sous forme de plis renversés à couchés montrant un axe subhorizontal (incliné  $5^\circ$  à  $20^\circ$  NE), orienté  $N40^\circ$  à  $N80^\circ$ . Le plan axial est incliné vers le SE. Ces plis sont repris par une seconde phase de plissement qui entraîne une perturbation de leur géométrie originelle. Ils sont observés à Moussala, Kolia et Sancéla respectivement dans les grauwwacks, les brèches carbonatées et les grès tourmalinisés (figures 3.23a,b,c).

L'origine de la schistosité  $S_1$  est discutée. Serait-elle liée à des déformations péritholitiques (Vidal et al., 1996 ; Pouclet et al., 1996), ou à un écho lointain d'une tectonique collisionnelle associée à la zone de suture du socle de Man (Feybesse et al., 1989 ; Ledru et al., 1991)?



**Figure 3.22** : Schistosité  $S_1$ . (a) Schistosité  $S_1$  affectant les brèches carbonatées perpendiculairement au plan de pli  $P_{2a}$  et recoupée par la schistosité  $S_2$  contemporaine au plissement  $P_{2b}$ . (b) Schistosité  $S_1$  recoupée par une schistosité  $S_2$  dans les grès. (c) Brèche carbonatée montrant une schistosité  $S_1$  microplissée par le plissement  $P_{2b}$  et des joints de cisaillement conjugués. (d) Schistosité de flux  $S_1$ , oblique à la stratification  $S_0$  dans les pélites. (e) Enclave de roche sédimentaire (Es) montrant une schistosité interne ( $S_i$ ), moulée et recoupée par la schistosité  $S_2$  dans une roche magmatique. (f) Minéral ante-cinématique de tourmaline (Tm) montrant une schistosité interne ( $S_i$ ), moulée et recoupée par la schistosité  $S_2$  dans un métasédiment (les microphotos d, e et f sont observées dans le plan XZ). Fd : feldspath, Bi : biotite, Qz : quartz, RB : roche basique, Jc : joint de cisaillement, Ni : niveau incompetent, Nc : niveau compétent ou gréseux.





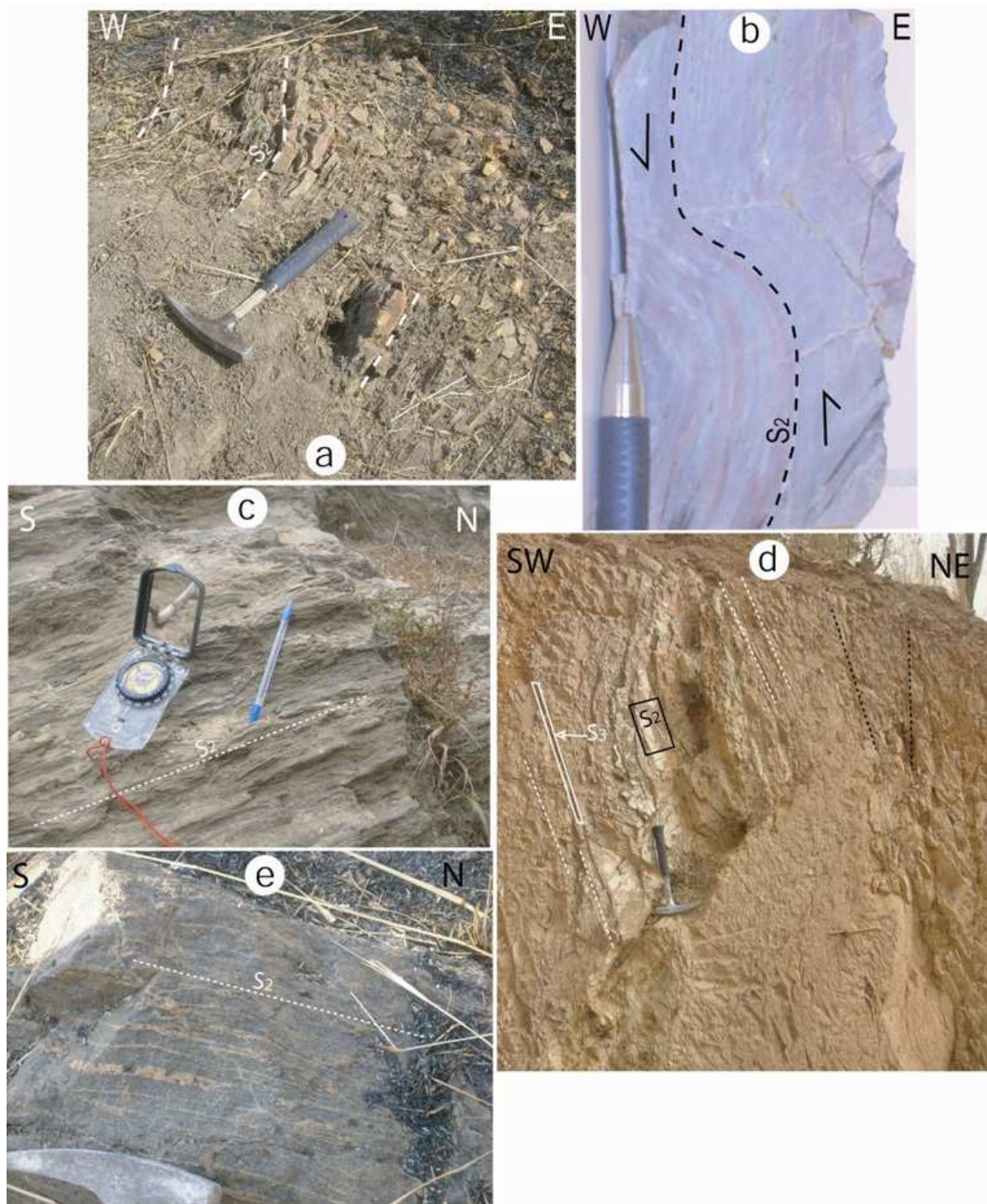
**Figure 3.23 :** Plis  $P_1$ . (a) Plis  $P_1$  fortement aplatis dans les grès tourmalinisés. (b) Microplissement  $P_1$  dans la charnière des plis  $P_{2a}$  dans les brèches carbonatées. (c) Pli  $P_1$ , montrant une schistosité de plan axial  $S_1$ , recoupée par la schistosité  $S_2$  dans les pélites gréseuses.  $A_1$  : axe des plis  $P_1$ ,  $A_2$  : axe des plis  $P_{2a}$ .

L'orientation de la contrainte principale associée à la déformation  $D_1$  est abordée au [paragraphe 4.2.4](#).

#### 4.2.2- Les structures de la seconde déformation éburnéenne ( $D_2$ )

##### 4.2.2.1- La schistosité $S_2$

La schistosité majeure  $S_2$  (foliation) présente une direction oscillant entre  $N00^\circ$  et  $N25^\circ$  parfois  $N175^\circ$ , avec des pendages ( $\geq 30^\circ$ ) dirigés vers l'Est, l'Ouest, le SE, le NW ou sub-vertical ([figures 3.20 ; 3.24a](#)). Elle devient localement orientée  $N40^\circ$  ou  $N120^\circ$ , suite au plissement ([figures 3.24a,b](#)). Elle se manifeste sous forme de foliation à l'intérieur des zones de cisaillement ([figure 3.24c](#)) qui passe à une schistosité de flux lorsqu'on s'éloigne de celles-ci ([figure 3.24d](#)).



**Figure 3.24** : Schistosité  $S_2$ . (a) Rotation de la schistosité  $S_2$  dans une zone de cisaillement. (b) Rotation de la schistosité  $S_2$  hors des zones de cisaillement suite au plissement  $P_{2b}$  (observation plan horizontal). (c) Foliation  $S_2$  dans une zone de cisaillement. (d) Plans de schistosité de flux  $S_2$ , recoupés par des plans de schistosité  $S_3$ . (e) Veinules de quartz injectées le long des plans de schistosité  $S_2$ . Les photos a, b, c et e sont observées dans le plan XZ.



La schistosité est soulignée par des plans d'étirements et/ou de recristallisation de minéraux (figure 3.22e) et par l'allongement de certaines veines dans les plans de faiblesse schisteuse (figure 3.24e). La schistosité  $S_2$  devient localement orientée  $N155^\circ-165^\circ$  dans les zones de cisaillement orientées NNW-SSE à cisaillement senestre.

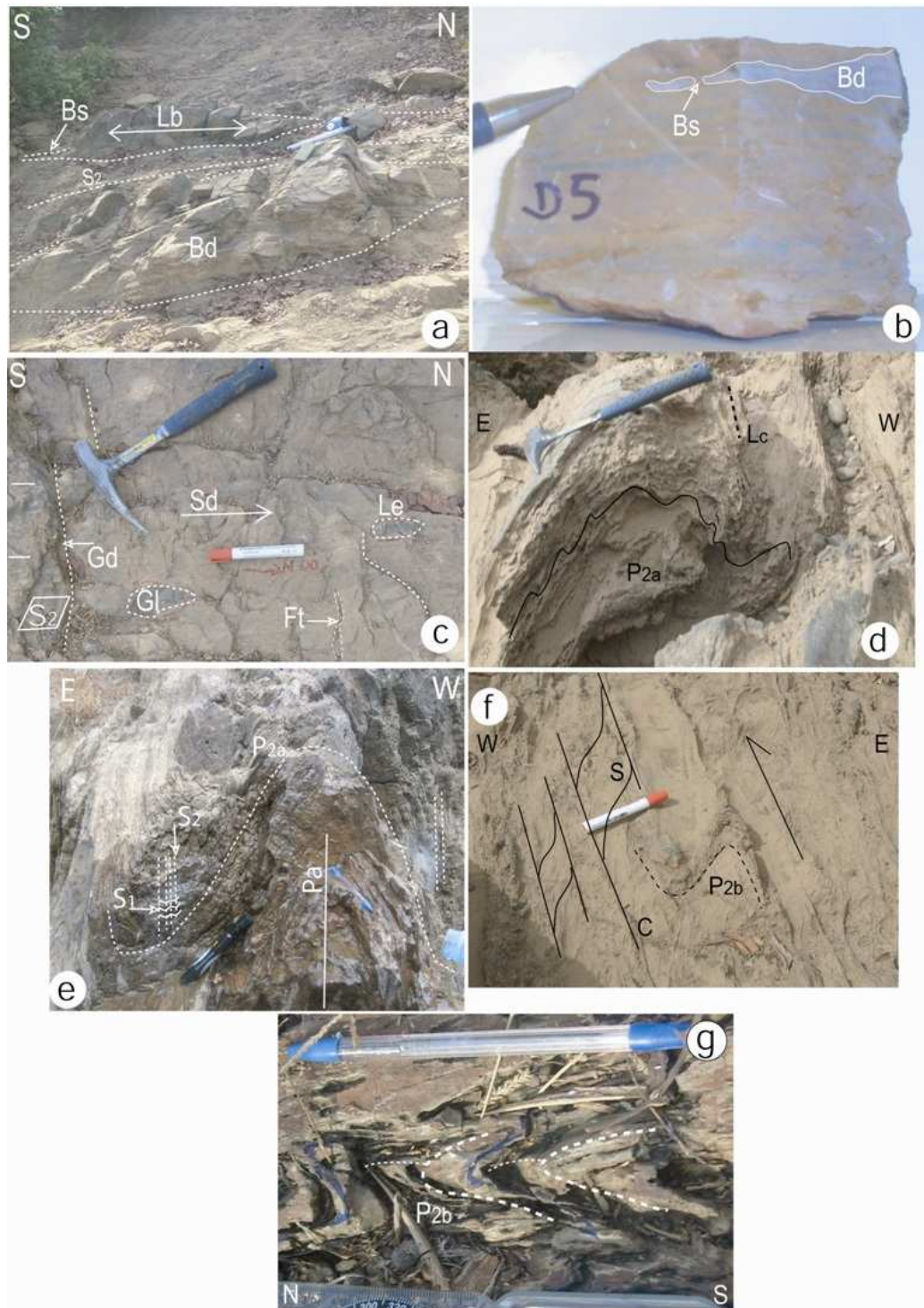
#### 4.2.2.2- Les boudinages et les linéations

Le boudinage est un phénomène récurrent dans tout le secteur d'étude en particulier dans les zones de cisaillement. Il est en relation avec la tectonique et la lithologie contrastée entre les niveaux incompetents (pélites, grauwackes) et les niveaux compétents (grès, quartzites, granitoïdes, etc.). Il correspond à l'aplatissement et à la striction des bancs compétents, combinés à un feuilletage des niveaux incompetents. Les boudins sont souvent orientés suivant la direction  $N0^\circ-25^\circ$  de la schistosité majeure (figure 3.25a). Des boudins en tablette de chocolat sont relevés dans des grès argileux au Sud de Kolia (figure 3.25b). L'allongement des boudins laisse apparaître une linéation de boudinage (Lb) qui est bien exprimée dans les sédiments tourmalinisés de Moussala (figure 3.25a). A côté de la linéation de boudinage, des linéations d'étirement (minérales ou d'agrégats) et des linéations de crénulation apparaissent localement (figure 3.25d). Les linéations d'étirement présentent une direction  $N0^\circ-N25^\circ$  avec un pendage variable souvent dirigé vers l'Est, le SE (figures 3.20 ; 3.25c). La linéation de crénulation présente un éventail de directions NS à SSW-NNE (figure 3.25d). Les différentes directions de linéation et de schistosité ainsi que leur localisation sont indiquées en figures 3.27a<sub>1</sub>,a<sub>3</sub>.

#### 4.2.2.3- Les plis

Les plis  $P_2$  d'amplitudes variables (millimétrique à kilométrique), présentent deux types de géométries: (i) plis à axe subhorizontal ( $P_{2a}$ ) et (ii) plis à axe sub-vertical ( $P_{2b}$ ).

Les plis  $P_{2a}$  présentent un axe orienté  $N10^\circ-20^\circ$  parfois  $N220^\circ$ , incliné de  $10^\circ$  à  $20^\circ$  et des plans axiaux co-directionnels ( $N10^\circ-20^\circ$  ou  $N40^\circ$ ), montrant des pendages de  $40^\circ$  à  $70^\circ$  SE ou NW, ou parfois vertical (figures 3.25d,e). Dans certaines lithologies (pélites, grauwackes, carbonates, etc.), les plis métriques à décimétriques montrent des microplis secondaires centimétriques en M, S et Z. Une linéation de crénulation, subhorizontale  $N20^\circ$ , est associée aux charnières des microplis (figure 3.25d,e). Ce plissement  $P_{2a}$  constitue une déformation majeure à laquelle est associée localement la schistosité majeure de plan axial ( $S_2$ ), orientée  $N10^\circ$  à  $N20^\circ$  (figure 3.25e).



**Figure 3.25 :** Boudinage, linéation et plissement  $P_2$ . (a) Grès conglomératiques boudinés dans les grauwwacks. (b) Boudin en tablette de chocolat dans les pélites gréseux. (c) Linéation soulignée par l'étirement des galets (Gl) parallèlement aux plans subhorizontaux de la foliation  $S_2$  dans les conglomérats de Moussala (observation plan horizontal). (d) Pli déjeté  $P_{2a}$  montrant des plis d'entraînement associés à une linéation de crénulation ( $L_c$ ) à la charnière du pli. (e) Pli droit  $P_{2a}$  montrant une schistosité  $S_1$ , crénulée par une schistosité  $S_2$  de plan axial (Pa). (f) Pli  $P_{2b}$  associé à des structures en C/S indiquant un cisaillement senestre (observation plan horizontal). (g) Pli  $P_{2b}$  montrant des axes courbes dans les pélites de la zone de cisaillement de Kolia. Bd : boudin, Bs : bande de striction, Ft : fente, Gd : gradin, Lb : linéation de boudinage, Le : linéation d'étirement, Sd : sens du déplacement. Les photos c, f et g sont observées dans le plan XZ.

Les plis  $P_{2b}$ , également d'amplitudes variables (millimétrique à kilométrique), sont souvent bien exprimés dans les zones de cisaillement mais peuvent aussi apparaître en dehors de celles-ci. Il s'agit de plis synfoliaux à axe sub-vertical qui entraînent localement une perturbation de la schistosité  $S_2$  qui est plissée (figure 3.25f). Ces plis présentent un flanc long orienté NS. Leur flanc court montre une orientation variable selon qu'on soit à l'intérieur ou en dehors des bandes de cisaillement. Il est orienté  $\sim N120^\circ$  en dehors des bandes de cisaillement (figure 3.24b). Cette orientation du flanc court passe à  $\sim N40^\circ$  dans les bandes de cisaillement où la déformation devient plus intense (figures 3.24a,b ; 3.25f,g). L'axe des plis  $P_{2b}$  est courbe, il est en moyenne orienté  $N190^\circ-200^\circ$   $65^\circ$  et  $N320^\circ-325^\circ$   $75^\circ$  (figure 3.25g). Dans les zones de cisaillement, ces plis  $P_{2b}$  sont associés à des structures en C/S des "boudins en dominos" qui indiquent un cisaillement senestre (figure 3.25f).

#### 4.2.2.4- Structures en dôme et bassin

Les structures en dômes et bassins liées à l'interférence entre les plis  $P_1$  et  $P_2$  sont rarement exprimées sur le terrain. En revanche, les structures associées à l'imbrication entre plis  $P_{2a}$  et  $P_{2b}$  sont localement bien préservées (figure 3.26a,b).

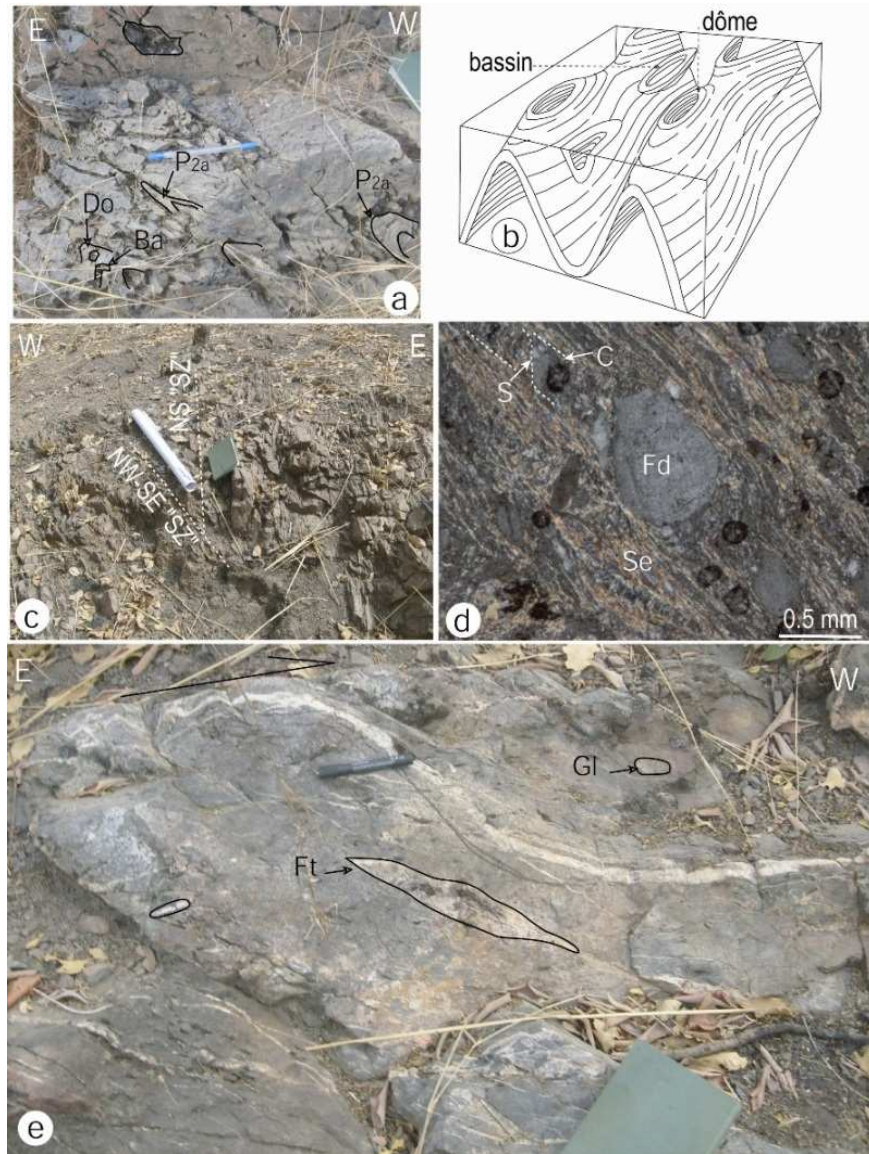
En résumé, pour le plissement  $P_2$ , on peut retenir deux stades subcontemporains de plissements. Un premier stade associé à un raccourcissement NNW-SEE, responsable des plis droits à déjetés  $P_{2a}$ . Ce stade de raccourcissement, notée déformation  $D_{2a}$ , sera par la suite combinée à un stade de transpression senestre (déformation  $D_{2b}$ ), responsable des plis à axe sub-vertical  $P_{2b}$ .

#### 4.2.2.5- Les zones de cisaillement associées à la $D_2$

Les zones de cisaillement sont assez fréquentes dans le secteur d'étude (figure 3.27a), notamment dans le couloir NS ( $\sim 10$  km de large) de l'Accident Sénégal-Malienne (ASM) (Bassot et Dommanget, 1986). Elles sont caractérisées par une intense foliation marquée par un feuilletage fin de la roche avec des recristallisations minérales (phylliteuses et granulaires) et des injections de veines silico-carbonatées le long des plans de foliation (figures 3.24.a,c,e).

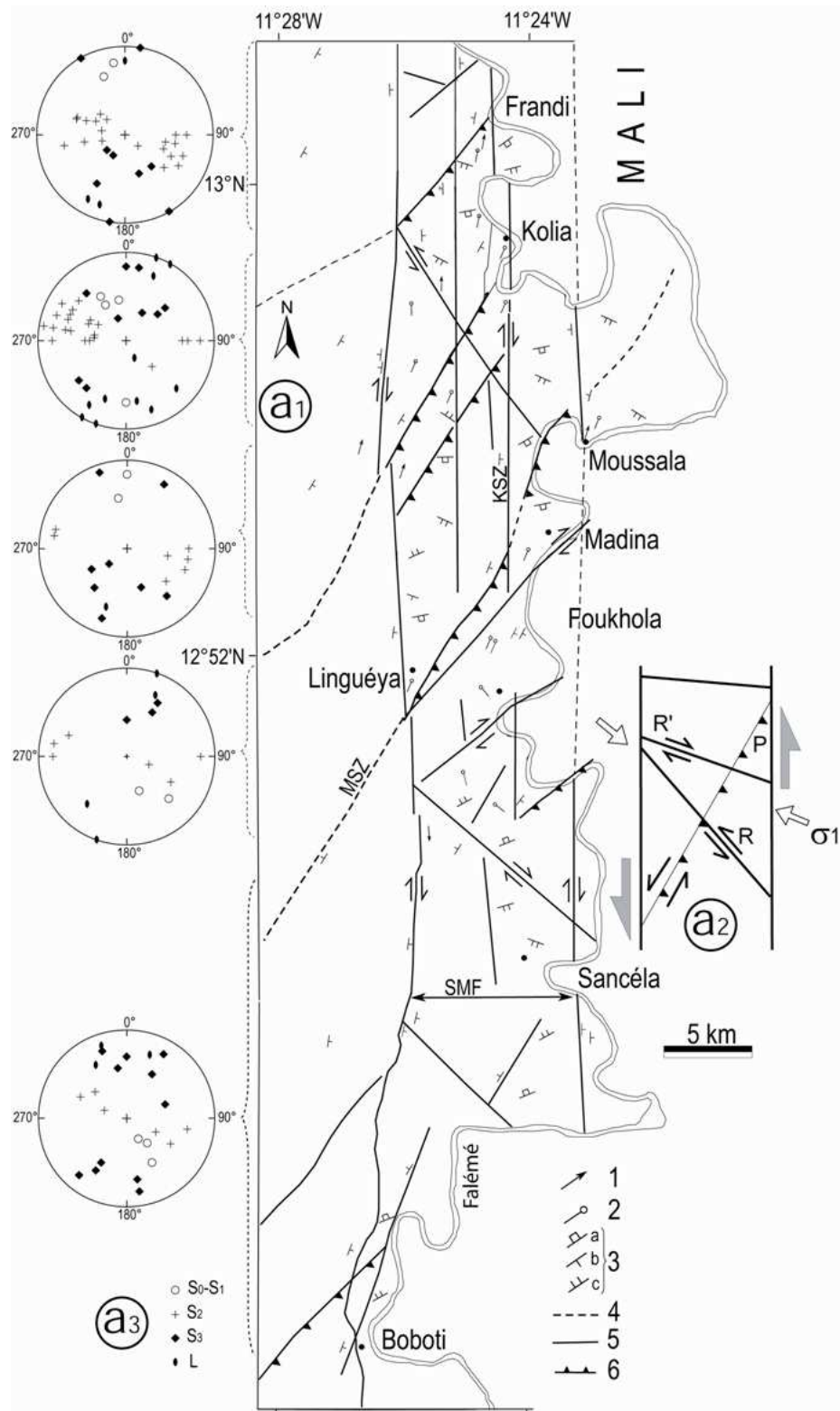
Nous avons distingué quatre directions de bandes de cisaillement en relation avec la déformation éburnéenne  $D_2$ :  $N0^\circ-10^\circ$ ;  $N40^\circ$ ;  $N155^\circ-165^\circ$  ;  $N90^\circ-110^\circ$  (figure 3.27a). Entre les bandes de cisaillement les formations sédimentaires semblent moins déformées mais sont en général redressées et allongées dans la direction de la foliation.





**Figure 3.26 :** Structures en dôme et bassin et zones de cisaillement. (a) Plis superposés  $P_{2a}$  et  $P_{2b}$  formant des structures en dôme (Do) et bassin (Ba). (b) Modèle schématique de structure en dôme et bassin (d'après Ramsay et Huber, 1987). (c) Intersection entre zones de cisaillement orientée  $N160^\circ$  et NS. (d) Sigmaclaste de feldspath (Fd) et structures en C/S associés à une rotation senestre dans les pélites gréseuses. (e) Fentes de tension (Ft) dans une zone de cisaillement dextre orientée EW avec un mouvement dextre. Gl : galet. Les photos c, d et e sont observées dans le plan XZ.





**Figure 3.27 :** (a<sub>1</sub>) Carte de l'orientation des zones de cisaillement associées à la déformation ébournéenne D<sub>2</sub> et des plans de schistosités et stratification, et axes des plis. (1) Linéation d'étirement. (2) Axe de pli. (3) Plans de schistosités S<sub>0</sub>-S<sub>1</sub> (a), S<sub>2</sub> (b) et S<sub>3</sub> (c). (4) Zones de cisaillement supposées. (5) Zones de cisaillement de la déformation D<sub>2</sub>. (6) Chevauchement. (a<sub>2</sub>) Modèle schématique de l'organisation des différentes failles, rappelant un système de Riedel en mouvement senestre. (a<sub>3</sub>) Projection stéréographique à aires égales (hémisphère inférieur) des pôles des différents plans de schistosité et l'axe des plis. L: linéation,  $\sigma_1$ : contrainte principale.

### **Les bandes de cisaillement NS (N0°-10°) et SSW-NNE**

Cette direction de cisaillement est la plus fréquente dans le secteur, elle est associée à une foliation mylonitique coplanaire (figure 3.27a). Cette foliation subit localement une rotation de sa direction suite au plissement  $P_{2b}$  (figures 3.24a,b ; 3.26c). Suivant l'intensité croissante de la déformation plicative, le flanc court des plis passe respectivement des directions N120° à N40°, entraînant une rotation de la foliation vers ces directions. Ainsi, les bandes de cisaillement NS et NW-SE senestres, correspondraient pour la plupart à une même foliation mylonitique qui a subi un plissement sub-contemporain entraînant sa rotation senestre vers les directions N40° (figures 3.25f ; 3.26d). Cette rotation a lieu lors du mouvement de la phase transpressive de la déformation  $D_2$ , responsable de la formation des plis à axe courbe  $P_{2b}$ .

### **Les bandes de cisaillement NW-SE (N155°-165°) senestres**

Elles sont moins fréquentes que les bandes de cisaillement N0°-10° qu'elles recoupent localement (figure 3.26c). Elles sont associées à une foliation coplanaire et montrent également des critères de décrochement senestre (figure 2.26d). Ces bandes de cisaillement NW-SE senestres sont conjuguées à celles orientées NS et NNW-SSE à décrochement senestre et seraient des failles de type R dans une géométrie comparable à un système de Riedel senestre globalement orienté NS (figure 3.27b).

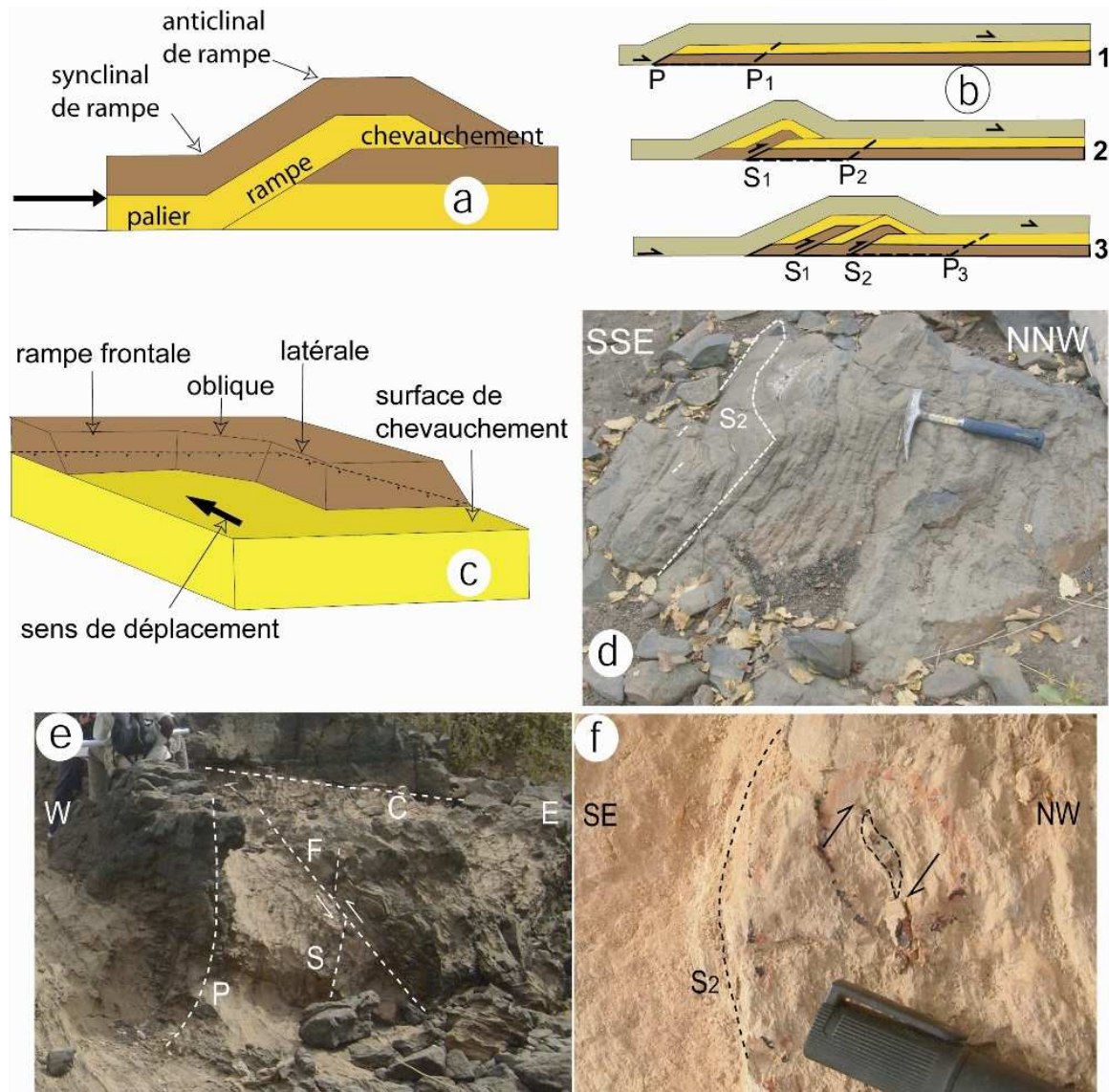
### **Les bandes de cisaillement EW (N90-110°) dextres**

Il s'agit de mini-zones de cisaillement et couloirs à brèches tectoniques d'environ une trentaine de mètres de large, qui recoupent les zones de cisaillement NS à NNE-SSW (figure 3.27a). Ces bandes présentent généralement des critères de cisaillement dextre. Parmi ces zones de cisaillement, nous avons celle rencontrée au Sud de Foukhola qui est orientée N110° 70°S. Elle montre des galets étirés et boudinés suivant la direction de faille ainsi que des fentes de tension sigmoïdes injectées par des veines de quartz, indiquant un mouvement dextre (figure 3.26e).

#### **4.2.2.6- Les chevauchements**

Le chevauchement est un mécanisme par lequel un volume rocheux se déplace sur un autre le long d'une surface appelée surface de chevauchement. Du point de vue cinématique, un chevauchement traduit un raccourcissement horizontal confondu avec le sens du déplacement. Les surfaces de chevauchement ont une géométrie caractéristique en paliers (plats) et rampes (figure 3.28a). Les plats et les rampes sont des surfaces de chevauchement respectivement horizontales et obliques sur le litage primaire  $S_0$ .

Les rampes ont une origine variée, elles résultent généralement du cisaillement de couches cassantes (figure 3.28b) ou de l'activation d'anciennes failles ou de discontinuités lithologiques obliques à la stratification (pente, talus). De ce fait, les rampes peuvent être perpendiculaires (rampes frontales), obliques (rampes obliques) ou parallèles (rampes latérales) au déplacement de la nappe (figure 3.28c).



**Figure 3.28 :** Chevauchements. (a) Schéma d'un chevauchement avec rampe et palier (in Mercier et Vergely, 1999). (b) Modèle de développement des chevauchements en rampes et duplex (d'après Elliot et Boyer, 1982). (c) Différents types de rampes (in Mercier et Vergely, 1999). (d) Chevauchement en rampes affectant les andésites dans le secteur de Boboti. (e) Chevauchement en plat et faille inverse recoupant le flanc inverse d'un pli  $P_{2a}$  dans les roches carbonatées de Kolia. (f) Sigmaclaste indiquant un chevauchement vers le NW dans les pélites argileuses au Sud de Madina (observation plan vertical). 1 : développement de rampe (P) et cisaillement de couche cassante ( $P_2$ ); 2 et 3 : développement de duplex.  $S_1$ ,  $S_2$  : schistosités ;  $P_1$ ,  $P_3$  : plissements. La photo f est observée dans le plan XY.

Selon l'amplitude du déplacement liée à une faille ou à un système de failles, on parlera de chevauchement (rejet faible) ou de charriage (rejet important). Dans ce dernier cas, le compartiment déplacé constitue une nappe (terrain allochtone ayant subi un déplacement de grande amplitude).

Les chevauchements en rampes et en plats sont observés à Boboti, Kolia et à Moussala (figures 3.25c ; 3.28d,e). Ces chevauchements en rampes montrent des microstructures de sens du mouvement (structures C/S, sigma clastes) caractérisant un déplacement du SE vers le NW (figure 3.28f). A Kolia et à Mousala, les microstructures sur le terrain et en lames minces indiquent un sens de déplacement vers le NW (figures 3.25c ; 3.28c). Le plat de Moussala correspondrait à chevauchement frontal (compte tenu du déplacement général et de l'orientation de la contrainte principale) (figure 3.25c). A Kolia, un plan de chevauchement en plat montre une faible inclinaison ( $\sim 15^\circ$ ) vers le SE (figure 3.28c).

**Interprétation :** D'une manière générale, les structures chevauchantes sont tardives par rapport aux structures des déformations  $D_{2a}$  et  $D_{2b}$ . Les chevauchements recoupent les plis  $P_{2a}$  et la schistosité associée aux chevauchements est confondue à la schistosité majeure  $S_2$ . Ces chevauchements seraient le stade marquant la fin de la déformation  $D_2$ . Le chevauchement est qualifié de déformation  $D_{2c}$ , il interviendrait à la fin de la déformation transpressive  $D_{2b}$ . l'organisation des différentes failles relatives à la déformation  $D_2$ , évoque un système général de Riedel dans le cadre d'un mouvement senestre (figure 3.27a<sub>2</sub>).

#### 4.2.2.7- Quelques exemples de zones de cisaillement

Parmi les zones de cisaillement liées à la déformation  $D_2$ , nous avons les exemples de celles de Kolia et de Moussala.

##### La zone de cisaillement de Kolia (KSZ)

La zones de cisaillement de Kolia, orientée globalement  $N0^\circ-10^\circ$ , est caractérisée par une intense foliation ainsi que des plis superposés, des failles inverses, des chevauchements, des boudins et des fractures souvent conjuguées (figures 3.22c ; 3.26a). La schistosité majeure ( $S_2$ ) montre des directions  $N0^\circ-25^\circ$  et correspond aux plans axiaux de plis superposés ( $P_{2a}$  et  $P_{2b}$ ) (figures 3.22a ; 3.26a). A Madina, cette zone de cisaillement montre dans les pélites des plis  $P_{2b}$  à axe courbe bien exprimé (figure 3.25g ; 3.26a). Une direction de schistosité de fracture  $N70^\circ-90^\circ$  ( $S_1$ ) apparaît localement sur les niveaux compétents (figures 3.22a,c). Elle est recoupée par la schistosité majeure et montre parfois une allure plissée (figure 3.22c). L'étirement des boudins laisse apparaître une linéation de boudinage parallèle à la direction de la zone de cisaillement. Des chevauchements en plats associés à des failles inverses marquent le stade final de la déformation  $D_2$  (figure 3.28e). Les microstructures indicatrices de sens du mouvement (structure en C/S, micro-plissement synfolial, etc.) suggèrent un cisaillement senestre et des chevauchements vers le SW (figures 3.25c,f ; 3.28e,f).

Les résultats de l'analyse de la déformation finie (**D19**, **D17**, **K10**) indiquent une déformation en aplatissement avec un axe d'allongement maximum subhorizontal (figures 3.5b ; 3.8 ; 3.25b).



Les fractures conjuguées sont essentiellement orientées N080°, N020° et N120°. L'analyse géométrique des joints de cisaillement associés à la microfracturation indiquent une direction de contrainte principale ~N120° (cf. [paragraphe 4.2.4](#)).

### La zone de cisaillement de Moussala (MSZ)

Au village de Moussala, une zone de cisaillement affecte les sédiments tourmalinisés (grauwackes et grès conglomératiques). Les niveaux siliceux compétents sont boudinés et plissés dans les niveaux pélitiques moins compétents. L'allongement des boudins dessine une linéation de boudinage orientée N10° ([figure 3.25a](#)). En outre, une linéation d'étirement subhorizontale orientée N23° 10°-18°, affecte ces sédiments ([figure 3.25c](#)). Elle est matérialisée par l'étirement de galets, d'agrégats et/ou l'allongement de fibres de quartz recristallisées dans des fentes de tension perpendiculaires à l'étirement. Cette linéation, dessinée sur les plans subhorizontaux de la schistosité S<sub>2</sub>, est en rapport avec un chevauchement en plat dirigé vers le NNW. Par ailleurs, les grauwackes montrent une foliation orientée N00°-10°, avec un pendage ≥ 40° vers l'Est. Cette foliation est recoupée par une schistosité de fracture N35° 40°NE qui entraîne localement un débit en "frites" ([figure 2.3a](#)). Le plissement est constitué essentiellement de plis isoclinaux déjetés (P<sub>2a</sub>) montrant une schistosité de plan axial correspondant à la foliation majeure NS ([figure 3.3b](#)). Ces plis P<sub>2a</sub>, replissent localement des plis P<sub>1</sub>, dont la schistosité de plan axial (S<sub>1</sub>) est recoupée par la S<sub>2</sub> ([figure 3.23c](#)). Sur le flanc des P<sub>2a</sub>, apparaît parfois la linéation d'étirement sub-verticale orientée N23°. Les critères du sens de cisaillement (structures en C/S, sigmaclastes, etc.) indiquent un mouvement senestre de la zone de cisaillement ([figures 3.25f ; 3.26d](#)).

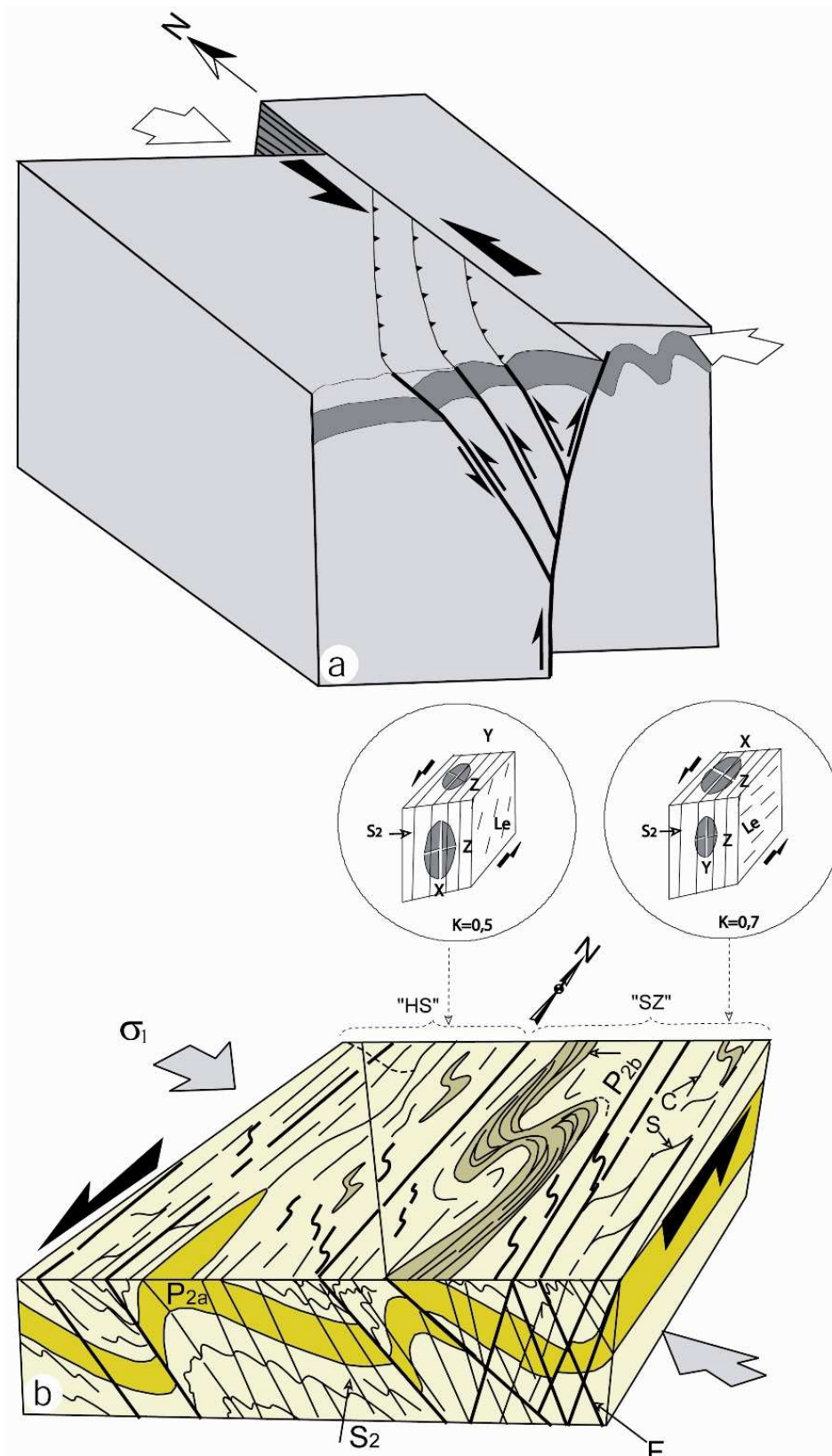
L'analyse de la déformation dans les sédiments gréseux affectés par le chevauchement (D34) indique une déformation finie en aplatissement proche de la déformation en constriction ([figures 3.5b ; 3.8](#)). La déformation en constriction est obtenue sur les sédiments gréseux (D54) d'une zone de chevauchement située au NW de Kolia ([figures 3.5b ; 3.8](#)). Par ailleurs en dehors des zones de cisaillement et chevauchement (K8, K9, K20, etc.), on note une déformation finie en aplatissement avec un axe d'allongement maximum (X) sub-vertical.

Les résultats de l'analyse de l'orientation des contraintes principales de la déformation à partir des structures de déformation semi-ductile associée à cette zone de cisaillement suppose une ( $\sigma_1$ ) principale co-directionnelle à celle obtenue sur la KSZ (cf. [paragraphe 4.2.4](#)).

D'autres zones de cisaillement, comme celle de Frandi (FSZ), montrent les mêmes caractéristiques que les zones de cisaillement de Kolia et Moussala.

#### 4.2.3.4- Conclusion préliminaire

Les structures tectoniques de la déformation éburnéenne D<sub>2</sub>, relevées dans les zones de cisaillement de Kolia et Moussala rappellent une déformation transpressive à dominante de cisaillement senestre, qui se termine par des chevauchements. Les chevauchements qui sont associés à des failles inverses montrent localement une vergence opposée. La géométrie générale rappelle une "structure en fleur" positive ([figures 3.29a,b](#)).



**Figure 3.29 :** (a) Modèle de transpression 3D montrant une “structure en fleur” positive et son comportement en profondeur dans la zone de cisaillement de Kolia. (b) Bloc diagramme schématique illustrant les relations entre les différentes structures associées à la déformation éburnéenne  $D_2$  dans la zone d’étude. Encerclé, le comportement de l’ellipsoïde de la déformation finie par rapport à la linéation d’étirement ( $Le$ ) et la schistosité  $S_2$  dans (“SZ”) et en dehors (“HS”) de la zone de cisaillement. K : paramètre de Flinn. X, Y, Z : axes d’allongement de l’ellipsoïde de la déformation finie.

Par ailleurs, le comportement géométrique de l'ellipsoïde de la déformation finie, des linéations d'étirement et du plissement souligne une hétérogénéité de la déformation transpressive entre les zones de cisaillement et les blocs rocheux qu'ils délimitent. La déformation transpressive serait à dominante cisailante dans les zones de cisaillement et à dominante compressives dans les blocs rocheux en dehors des zones de cisaillement (figure 3.29b).

#### 4.2.3- Les structures de la troisième déformation éburnéenne ( $D_3$ )

##### 4.2.3.1- La schistosité $S_3$

L'orientation de la schistosité  $S_3$  varie d'EW à NW-SE ( $N45^\circ$  et  $N140^\circ$ ) avec un pendage assez fort dirigé vers le SE, le SW ou rarement vers le NW et le Nord (figures 3.30 ; 3.31a,b,d). Il s'agit généralement d'une schistosité de fracture et d'une schistosité de flux. La schistosité de fracture apparaît dans la plupart des formations sédimentaires sous forme d'une série de minces fractures ouvertes sans recristallisation, recoupant localement la schistosité  $S_2$  (figure 31b). La schistosité de flux est en général soulignée par l'allongement de minéraux phylliteux (chlorite, micas, amphibole) (figure 3.31a). Elle recoupe ou entraîne la crénulation de la schistosité  $S_2$  (figure 3.32b). Dans les couloirs mineurs de cisaillement tardif, orientés approximativement EW ( $\sim N80^\circ$ ) et recoupant la schistosité  $S_2$ , il apparaît une schistosité cristallophyllienne  $S_3$  (figures 3.31c,d). Elle est orientée  $N140^\circ$   $70^\circ$ NE, obliquement à la direction du cisaillement, suggérant un sens de cisaillement senestre (figure 3.31d).

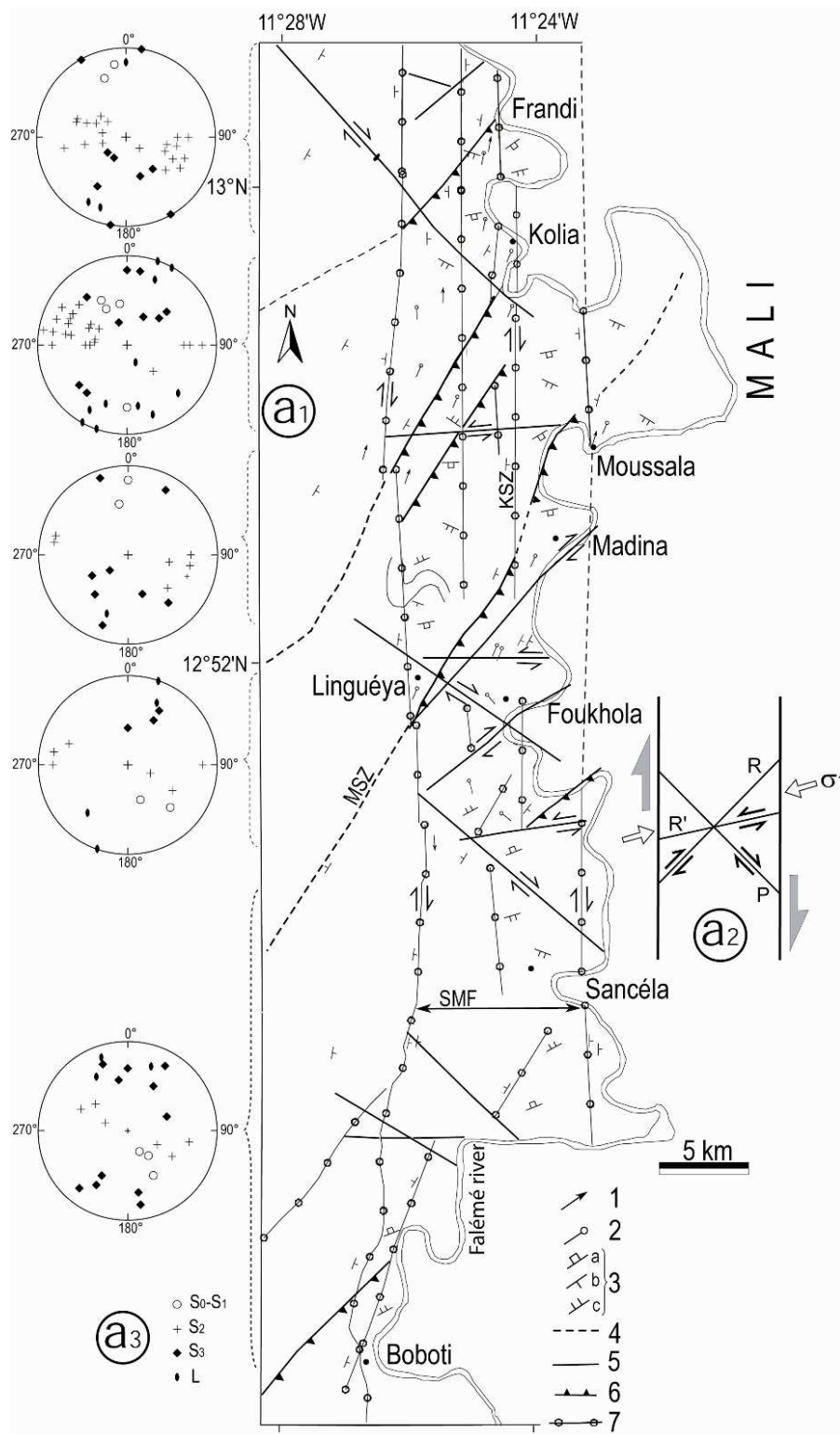
##### 4.2.3.2- Les plis $P_3$

Les plis  $P_3$  sont en général bien enregistrés par les sédiments où ils replissent la schistosité majeure  $S_2$  (figure 3.31e). Il s'agit de plis dissymétriques en forme de "Z" avec un axe oblique. Ils sont essentiellement localisés dans les bandes de cisaillement NW-SE et SW-NE. Dans les bandes de cisaillement NW-SE, ils montrent un axe orienté  $N265^\circ$   $45^\circ$  avec un plan axial de direction  $N75^\circ$   $48^\circ$ NW. Le plan axial sépare un flanc long orienté  $N120^\circ$  et un flanc court de direction NS. Ces deux dernières surfaces de plissement correspondent à une torsion de la  $S_2$ . Dans les bandes de cisaillement SW-NE, les plis présentent un flanc long dirigé  $N40^\circ$  et un flanc court de direction NS (figure 3.31f). En outre, dans les bandes de cisaillement NS, on peut observer un léger plissement  $P_3$  affectant la schistosité  $S_2$ . La géométrie de ces différents plis suggère un cisaillement dextre (figure 3.31f).

##### 4.2.3.3- Les zones de cisaillement associées à la $D_3$

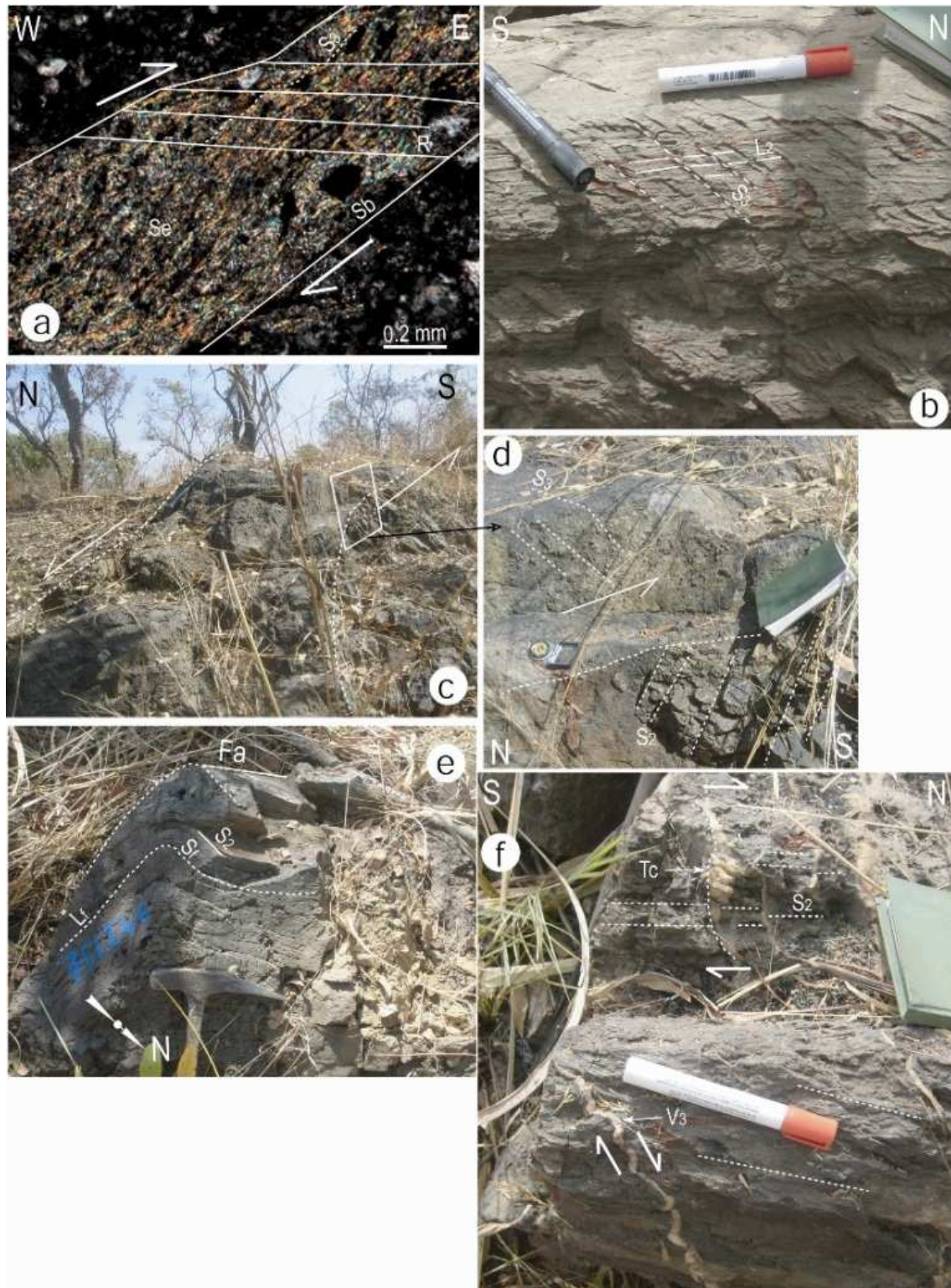
###### Les bandes de cisaillement $N0^\circ$ - $15^\circ$ dextres

Ces bandes de cisaillement sont peu exprimées et correspondent à une réactivation des bandes de cisaillement senestres, orientées dans la même direction. L'intensité du cisaillement dextre est faible comparé à celui lié à la torsion senestre. Ainsi, les plis  $P_{2b}$  associés au cisaillement senestre sont réactivés et cisailés lors du cisaillement dextre associée à la  $D_3$  (figure 3.32a). Ce cisaillement est associé à une schistosité de crénulation  $S_3$  (figure 3.32b).



**Figure 3.30 :** (a<sub>1</sub>) Carte de l'orientation des zones de cisaillement associées aux déformations éburnéenne D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub> et des plans de schistosités et stratification, et axes des plis. (1) Linéation d'étirement. (2) Axe de pli. (3) Plans de schistosités S<sub>0</sub>-S<sub>1</sub> (a), S<sub>2</sub> (b) et S<sub>3</sub> (c). (4) Zones de cisaillement supposées. (5) Zones de cisaillement de la déformation D<sub>3</sub>. (6) Chevauchement. (7) Zones de cisaillement de la déformation D<sub>2</sub>, réactivées en dextre. (a<sub>2</sub>) Modèle schématique de l'organisation des différentes failles, rappelant un système de Riedel en mouvement dextre. (a<sub>3</sub>) Projection stéréographique à aires égales (hémisphère inférieur) des pôles des différents plans de schistosité et l'axe des plis. L: linéation,  $\sigma_1$ : contrainte principale.





**Figure 3.31** : Structures de la déformation D<sub>3</sub>. (a) Schistosité de flux S<sub>3</sub> le long d'une micro-zone de cisaillement affectée par des microjoints de type R. (b) Schistosité de fracture S<sub>3</sub>, recoupant une linéation de crénulation L<sub>2</sub>, liée au microplissement D<sub>2</sub>. (c) Couloir à brèche tectonique orientée ~EW, montrant (d) une schistosité de fracture S<sub>3</sub>, associée à un cisaillement senestre. (e) Pli P<sub>3</sub> montrant une flanc long (Lf) et un flanc court (Sf) orientés respectivement N120° et NS, dans les quartzites, le long d'un couloir de cisaillement NW-SE au Sud de Linguéya. (f) Bande de cisaillement NS, remobilisée durant la déformation D<sub>3</sub>, montrant des fentes de tension sigmoïdes (Tc) et des veines microplissées (V<sub>3</sub>), recoupant la schistosité S<sub>2</sub> et indiquant un cisaillement dextre. Fa : axe de pli, Sb : limite de bande, Se : sérécite. La microphoto a est observée dans le plan XZ.

### **Les bandes de cisaillement N40° dextres**

Des bandes de cisaillement SW-NE (~N40°) à critères de cisaillement dextre sont relevées à certains endroits du secteur notamment à Madina et Foukhola ([figure 3.30a](#)). Les structures tectoniques associées à ces bandes de cisaillement sont moins marquées que celles des bandes NS et SSW-NNE senestres qu'elles recoupent. Elles sont soulignées par des fentes de tension en échelon, des veines cisailées et des structures C/S dextres ([figure 3.31f](#)).

### **Les bandes de cisaillement N130°-140° dextres**

Peu fréquentes, nous les avons retrouvées surtout au Sud entre Foukhola et Sancéla où elles entraînent un cisaillement dextre sur les formations qu'elles recoupent ([figures 3.30a ; 3.32c,d](#)). Les zones de cisaillement observées présentent une largeur très modeste (<40 m) avec des critères de cisaillement dextre ([figures 3.32c,d,e](#)).

### **Les bandes de cisaillement N70°-80° senestres**

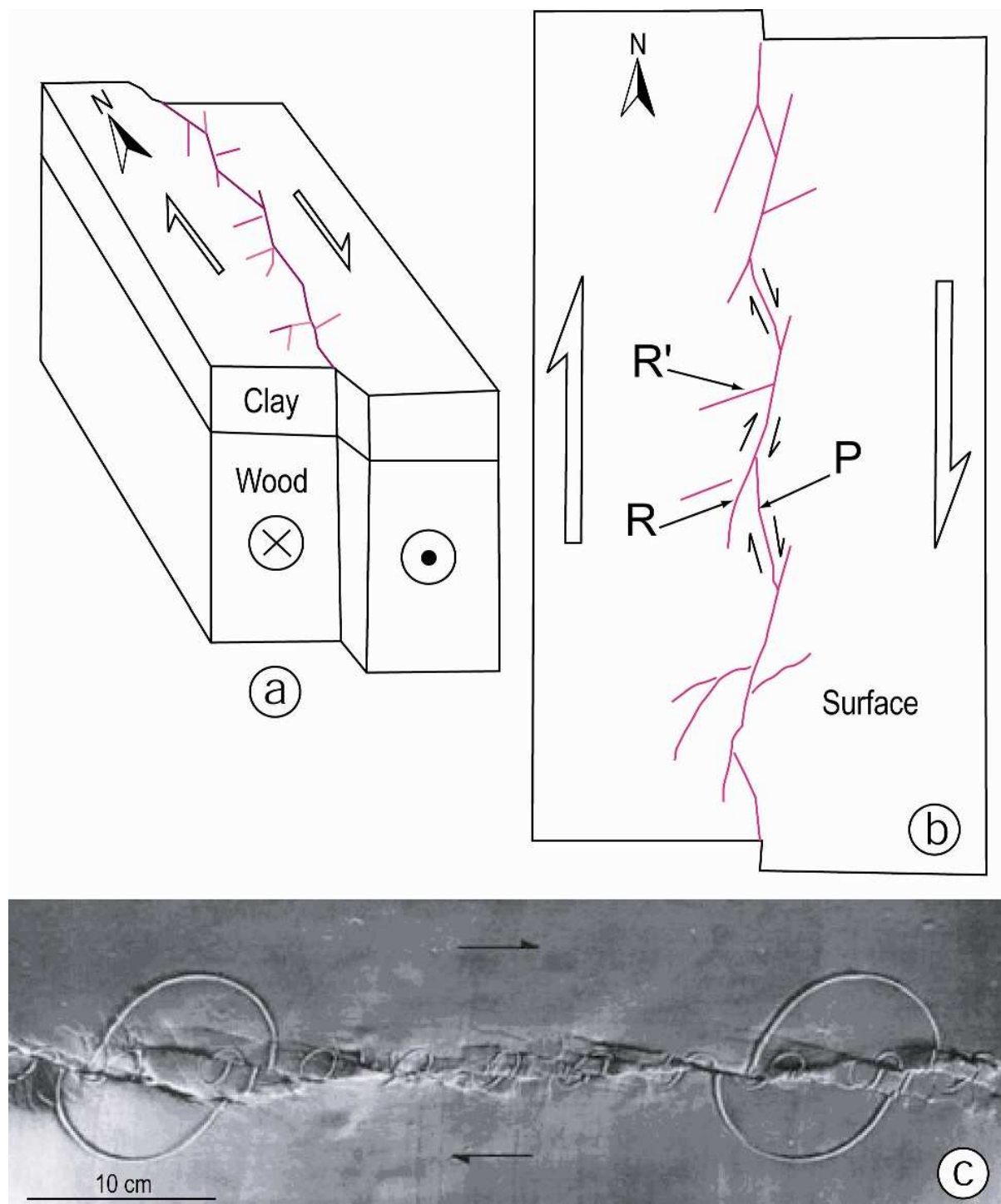
Elles sont assez rarement observées et concernent essentiellement des couloirs à brèches tectoniques de quelques mètres de large, orientées N70°-80°. Elles recoupent la schistosité  $S_2$  et les zones de cisaillement orientées NS et présentent des critères de cisaillement senestre ([figures 3.30 ; 3.31c,d](#)). Parmi ces zones de cisaillement, nous avons celle rencontrée au Nord de Foukhola ([figure 3.30a](#)) qui montre un pendage verticale et une schistosité  $S_3$  oblique aux limites du couloirs et suggérant un cisaillement senestre ([figures 3.31c,d](#)).

L'organisation géométrique des zones de cisaillement de la déformation  $D_3$  dans le secteur d'étude évoque un système de Riedel dans le contexte d'un large couloir orienté NS correspondant à l'ASM, affecté par un cisaillement dextre. Les bandes de cisaillement dextre, orientées ~NE-SW et NW-SE, correspondent respectivement à des R et P. Les R' sont représentées par les bandes de cisaillement senestre orientées ~E-W ([figure 3.30a](#)). Le modèle analogique de [wilcox et al. \(1973\)](#) illustre assez bien la disposition de ces différents types de failles dans le cadre du cisaillement ([figure 3.33](#)).





**Figure 3.32 :** (a) Pli P<sub>2b</sub>, soulignée par la foliation S<sub>2</sub> marquée par une alternance de lits phylliteux et granulaires. Le pli est affecté par des cisaillements conjugués R et R', associés à (b) une schistosité S<sub>3</sub>. (c) Couloir de cisaillement NE-SW, associé à des structures C/S, indiquant un mouvement dextre dans les pélites. (d) Couloir de cisaillement NW-SE, associé à (e) des structures C/S indiquant un mouvement dextre dans les albitites (Ab). Les microphotos a, b et la photo c sont observées dans le plan XZ.



**Figure 3.33** : (a) Bloc diagramme montrant un modèle d'évolution des zones de cisaillement. La limite verticale des deux blocs représente la faille cisailante. Lorsque la déformation commence, les failles Riedel se développent sur la couche argileuse. Le bloc supérieur argileux (Clay) représente la partie supérieure fragile de la croûte et le bloc inférieur (wood) représente la partie solide de la croûte. (b) Surface supérieure du bloc argileux montrant le stade final de la déformation avec des cisaillements Riedel (R, R') en association avec des fractures P. (c) Exemple expérimental de bloc argileux affecté par un cisaillement horizontal (Wilcox et al., 1973).

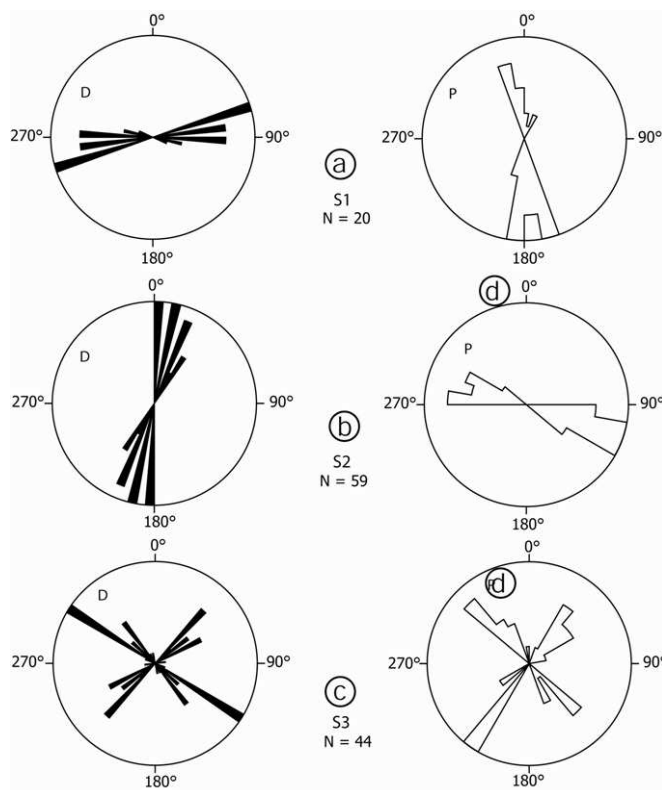


#### 4.2.3.4-Conclusion et discussion

D'une manière générale, la déformation  $D_3$  est moins intense que la déformation  $D_2$ . Les structures de la déformation  $D_3$  recoupent ou remobilisent modestement celles de la déformation  $D_2$ . Elles s'expriment sous forme de zones de cisaillement, de plis et de schistosités associés dans un contexte général de cisaillement dextre. Les contraintes principales associées à cette déformation sont obtenues à partir de l'analyse stéréographique des joints de cisaillement tardifs recoupant les structures de la déformation  $D_2$ . La contrainte principale maximale est orientée  $\sim N70^\circ$  (cf. paragraphe 4.2.4). L'âge de la déformation  $D_3$  est discuté. S'agit-il d'un événement birimien tardif daté entre  $1989 \pm 28$  Ma et  $2008 \pm 16$  Ma (Bassot et Caen-Vachette, 1984 ; Ndiaye et al., 1997) ou d'un autre événement tardif ayant occasionné la déformation des filons doléritiques post-birimiens datés autour de 1200 Ma (Bassot et al., 1986).

#### 4.2.4- Comparaison entre fractures et schistosités

Les directions et pendages de schistosités relevés sur le terrain, sont projetés sous forme de roses diagrammes (figure 3.34).



**Figure 3.34 :**

Roses diagrammes des directions (D) et sens de pendages (P) des schistosités  $S_1$  (a),  $S_2$  (b) et  $S_3$  (c) dans le secteur d'étude. N : nombre de mesures.

Pour la schistosité  $S_1$  de direction  $\sim N70^\circ-100^\circ$ , les pendages sont essentiellement dirigés vers le Sud (figure 3.34a). La schistosité  $S_2$ , orientée  $N0^\circ-20^\circ$ , montre des pendages qui sont plus fréquemment dirigés vers le SE (figure 3.34b). La schistosité  $S_3$ , dont la direction oscille entre  $N45^\circ-60^\circ$  et  $N120^\circ-140^\circ$ , présente des sens de pendages variables (figure 3.34c). Les directions  $N45^\circ-60^\circ$  de la schistosité  $S_3$ , montrent des pendages généralement dirigés vers le

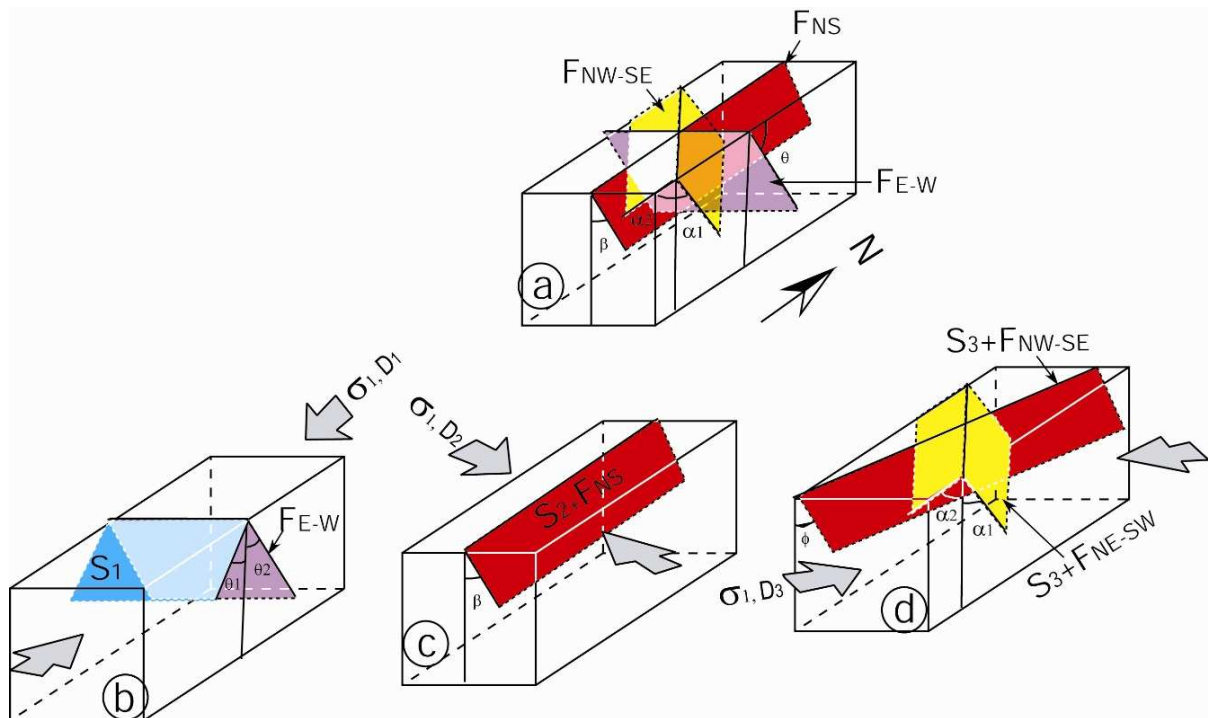
NW, tandis que les directions N120°-140° de la schistosité  $S_3$ , ont des pendages quasi proportionnellement répartis vers les sens NE et SW.

On constate que la schistosité  $S_1$ , rare sur le terrain, est coplanaire de la fracturation EW qui est également rare. Les pendages de la schistosité  $S_1$  sont majoritairement dirigés vers le Sud (figure 3.34a) tandis que ceux de la fracturation EW sont essentiellement dirigés en sens opposé, c'est-à-dire vers le Nord (figure 3.17c).

La schistosité  $S_2$  est coplanaire de la fracturation NS et d'une partie des fractures NE-SW (~N10°-30°). Les pendages de ces structures (schistosités et fractures) sont tous essentiellement dirigés vers l'Est et le SE (figures 3.34b ; 3.17d).

La schistosité  $S_3$  est coplanaire de la fracturation NW-SE et une partie des fractures sont orientées NE-SW (~N45°-60°). Les directions N120°-140° de la  $S_3$  ont des pendages similaires à ceux de la fracturation NW-SE, c'est-à-dire avec des inclinaisons quasi également dirigées vers le NE et le SW (figures 3.34c ; 3.17e). Les directions N45°-60° de la schistosité  $S_3$  montrent, en revanche, des pendages dirigés essentiellement vers le NW, contrairement aux pendages de la fracturation ENE-WSW.

Les relations géométriques entre foliation et fracturation sont schématisées sur les blocs diagrammes ci-dessous (figure 3.35).



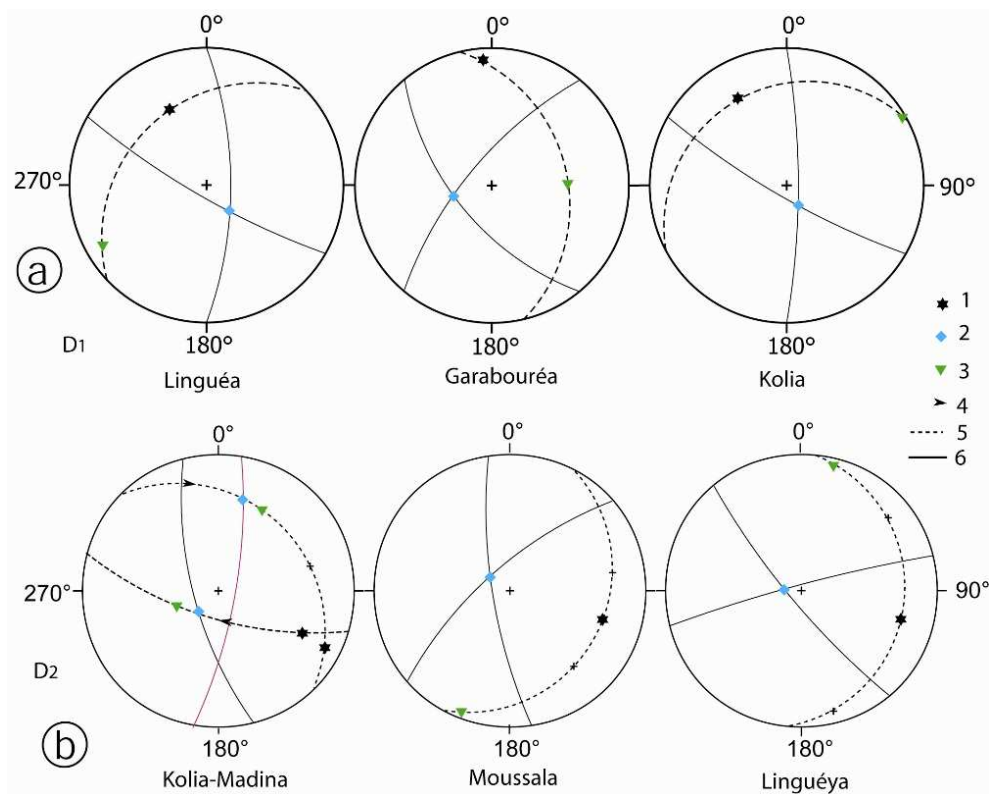
**Figure 3.35 :** Relations géométriques entre les différentes structures planaires (fractures et schistosités). **(a)** Relations entre directions et pendages des fractures. **(b)** Relations entre les fractures orientées E-W, schistosité  $S_1$  et contrainte principale ( $\sigma_1$ ) de la déformation  $D_1$ . **(c)** Relations entre les fractures orientées NS, schistosité  $S_2$  et contrainte principale ( $\sigma_1$ ) de la déformation  $D_2$ . **(d)** Relations entre les fractures orientées NE-SW et NW-SE, schistosité  $S_3$  et contrainte principale ( $\sigma_1$ ) de la déformation  $D_3$ . F : fracture ;  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\theta$ ,  $\Phi$  : angles virtuels formés entre le pendage des structures (respectivement NW-SE, NS, E-W et NE-SW) et l'horizontale ou la verticale.

L'orientation probable des contraintes principales de déformation lors des phases tectoniques  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ , est estimée sur cette figure, en tenant compte uniquement de la géométrie de la foliation et dans une moindre mesure de la fracturation.

L'organisation des fractures conjuguées pourrait être liée à une variation de la direction de la contrainte majeure ( $\sigma_1$ ) au cours des phases de déformations  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ .

#### 4.2.5- Analyse des contraintes de la déformation

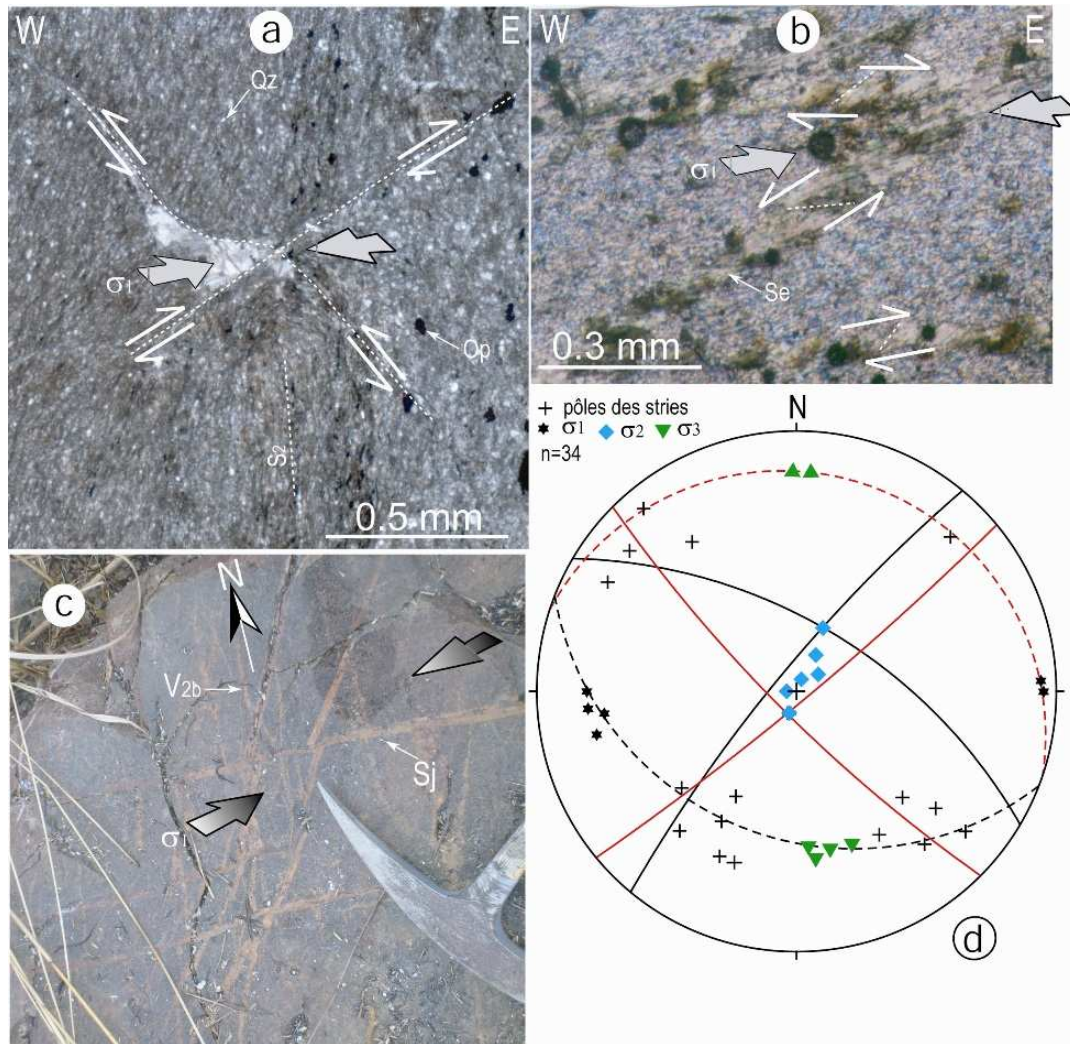
Les contraintes responsables des différentes déformations ont été déterminées à partir des structures de déformations semi-ductile et cassante (failles et joints de cisaillement), associées aux stades terminaux des phases de déformations  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ . Sur le terrain, les structures de la déformation ancienne sont recoupées, voire décalées, par celles des déformations ultérieures. L'analyse stéréographique de la géométrie de ces différentes structures en rapport avec la détermination des contraintes, a été effectuée en différents endroits du secteur d'étude. Les résultats obtenus sont présentés en figures 3.36 et 3.37. Pour la déformation  $D_1$ , la contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ) de la déformation est orientée NNW-SSE avec un pendage faible ( $<26^\circ$ ). Les contraintes minimale et intermédiaire ( $\sigma_2$  et  $\sigma_3$ ) sont respectivement orientées NEE-SWW et NWW-SEE. Les pendages de la contrainte minimale sont faibles, tandis que ceux de la contrainte intermédiaire sont élevés (figure 3.36a).



**Figure 3.36 :** Projection stéréographique à aires égales (hémisphère inférieur) montrant l'orientation des contraintes principales de la déformation dans différentes localités du secteur d'étude. (a) Contraintes de la déformation éburnéenne  $D_1$ . (b) Contraintes de la déformation éburnéenne  $D_2$ . 1 : contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ), 2 : contrainte principale intermédiaire ( $\sigma_2$ ), 3 : contrainte principale minimale ( $\sigma_3$ ), 4 : stries, 5 : plans de mouvement, 6 : plans de failles et joints.

La déformation  $D_2$  présente une contrainte principale maximale orientée NEE-SWW avec des pendages relativement faibles ( $<23^\circ$ ). Sa contrainte minimale est orientée NNE-SSW avec de faibles pendages et sa contrainte intermédiaire montre des directions oscillant entre NEE-SWW et E-W (figures 3.36b).

La déformation  $D_3$  est associée aux joints de cisaillement conjugués SW-NE et EW à NW-SE qui recoupent et décalent les structures de la déformation  $D_2$  (figure 3.37a).



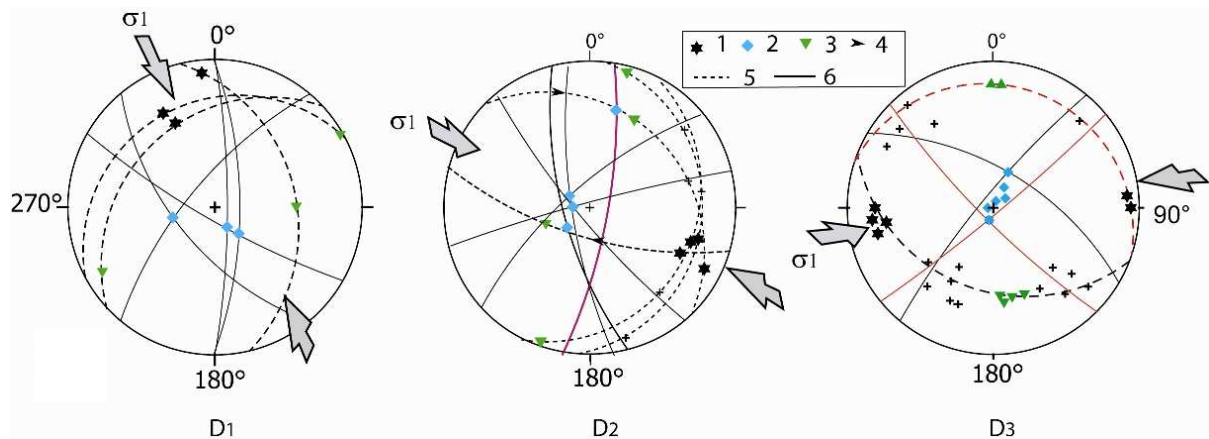
**Figure 3.37** : Orientation des contraintes principales de la déformation  $D_3$  dans le secteur d'étude. (a) Joints de cisaillement conjugués recoupant et décalant la schistosité  $S_2$ . (b) Recristallisation de micas sous forme de bandes conjuguées montrant un microcisaillement. (c) Joints de cisaillement conjugués, recristallisés en quartz et recoupant les veines de quartz  $V_{2b}$ , contemporaines de la déformation éburnéenne  $D_2$ . (d) Projection stéréographique à aires égales (hémisphère inférieur) montrant l'orientation des contraintes liées à la déformation  $D_3$ . Qz : quartz, Se : séricite, Sj : Joint de cisaillement ;  $\sigma_1$ : contrainte principale maximale ;  $\sigma_2$ : contrainte principale intermédiaire ;  $\sigma_3$ : contrainte principale minimale ; 4 : stries ; arcs de cercle pointillés: plans de mouvement ; arcs de cercle: plans de failles et de joints. Les microphotos a, b et la photo c sont observées dans le plan XZ.



Sur l'ensemble du secteur d'étude, à l'échelle macroscopique comme microscopique (figures 3.37a,c,d), ces joints sont associés à une contrainte principale maximale de direction NEE-SWW à EW avec de faibles pendages (figure 3.37d). La contrainte minimale, orientée globalement NS, présente aussi de faibles pendages. En revanche, la contrainte intermédiaire montre des pendages assez forts et une direction NE-SW (figure 3.37d).

Ces différentes directions de contrainte principales maximales, associées aux stades de déformations  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ , sont concordantes avec celles estimées à partir de l'étude de la géométrie des différentes foliations  $S_1$ ,  $S_2$  et  $S_3$  (figures 3.35b,c,d).

Par ailleurs, les différentes directions de contraintes obtenues sur l'ensemble du secteur d'étude, ont été regroupées dans la figure 3.38. L'analyse de ces résultats indique une évolution de la direction de l'axe de raccourcissement maximal, entre les phases de déformations éburnéennes  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ . Cette évolution suggère une rotation senestre de l'axe de raccourcissement maximal de la déformation au cours de l'événement éburnéen dans le secteur (figures 3.38a,b,c).



**Figure 3.38 :** Projection stéréographique à aires égales (hémisphère inférieur) montrant l'évolution de l'orientation des contraintes principales au cours des phases de déformation éburnéennes  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  dans le secteur d'étude. 1 : contrainte principale maximale ( $\sigma_1$ ), 2 : contrainte principale intermédiaire ( $\sigma_2$ ), 3 : contrainte principale minimale ( $\sigma_3$ ), 4 : stries, 5 : plans de mouvement, 6 : plans de failles et de joints.

#### **4.2.6- Conclusion**

D'une manière générale, les structures linéaires montrent quatre directions principales : NE-SW, NS, NW-SE et EW qui sont respectivement de moins en moins importantes en termes de fréquence et d'abondance. Ces grandes directions de structures de la déformation cassante et semi-ductile sont coplanaires à celles des schistosités ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ). Les directions SW qui sont les plus fréquentes, sont coplanaires de la schistosité  $S_3$ . Elles sont suivies en ordre d'importance par les directions NS et NW-SE qui sont coplanaires de la schistosité  $S_2$ . Les directions SW qui sont les moins fréquentes, sont coplanaires à la fois aux schistosités  $S_1$  et  $S_3$ . Par ailleurs, l'orientation des contraintes principales de la déformation au cours de l'évolution de l'orogénèse éburnéenne dans le secteur d'étude, est contrôlée par la géométrie de la schistosité et des structures cassantes et semi-ductiles. La direction de la contrainte principale de déformation ( $\sigma_1$ ) varie considérablement durant l'évolution de la déformation éburnéenne entre les phases de déformations  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ . Elle passe successivement de la direction NNW-SSE, WNW-ESE et ENE-WSW lorsque la déformation évolue respectivement de la phases  $D_1$  aux phases  $D_2$  et  $D_3$ . Ceci traduit une rotation senestre de la contrainte principale de déformation ( $\sigma_1$ ) au cours de l'événement éburnéen dans le secteur d'étude.



## **CHAPITRE IV :**

# **RELATIONS ENTRE DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME**



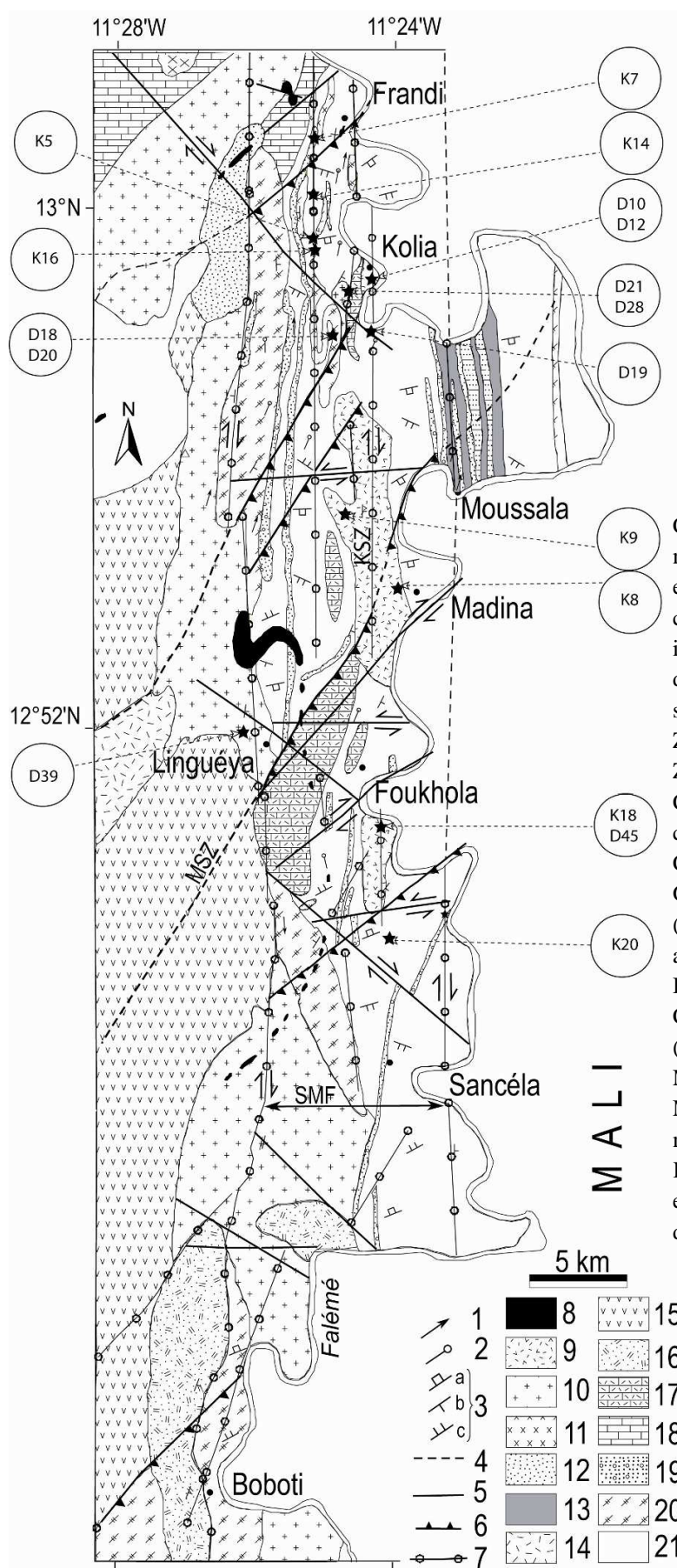


## CHAPITRE IV : RELATIONS ENTRE DEFORMATION ET METAMORPHISME : ESTIMATION DES CONDITIONS THERMIQUES DE LA DÉFORMATION PAR L'ANALYSE DES STRUCTURES INTRACRISTALLINES

Les conditions thermiques du métamorphisme peuvent être déterminées grâce à l'analyse de la déformation intracrystalline, plus particulièrement de la fabrique de certains minéraux tels que le quartz et les feldspaths. L'estimation des conditions thermiques de la déformation des roches situées au sein ou en dehors des zones de cisaillement a été effectuée en comparaison avec les résultats des travaux bibliographiques du [tableau 5](#). La localisation des échantillons étudiés est indiquée sur la [figure 4.1](#).

T (°C) estimée	Microstructure du quartz	Microstructure des feldspaths	Références
~250-300	Extinction ondulante inégale, recristallisation de petits sous grains entourant les gros grains originaux. Régime 2 de <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .	Fracturation, réaction à mica blanc.	<a href="#">White (1976)</a> ; <a href="#">Mitra (1978)</a> ; <a href="#">Simpson (1985)</a> ; <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .
~300-350	Aplatissement des grains originaux, structure en noyau et manteau, bandes de déformation, recristallisation de sous grains de même taille que les grains originaux avec des limites courbes. Régime 2 de <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .	Fracturation, extinction ondulante inégale, réaction à mica blanc.	<a href="#">Mitra (1978)</a> ; <a href="#">Law et al. (1986)</a> ; <a href="#">Simpson (1985)</a> ; <a href="#">Fitzgerald et Stunitz (1993)</a> ; <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .
~350-450	Grains recristallisés avec élongation oblique, grains recristallisés équants, grains polygonaux avec des bordures rectilignes. Régime 3 de <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .	Fracturation, extinction ondulante, maclage, "kink bands", gros cristaux de feldspaths avec des sous grains de bordure, myrmékite.	<a href="#">Simpson et Wintsch (1986)</a> ; <a href="#">Law et al. (1986)</a> ; <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .
~450-500	Recristallisation complète. Formation de grains équants disposés en point triple de 120°.	Fracturation, maclage, "kink bands", myrmékite, structure en noyau et manteau. Régime 1 de <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .	<a href="#">Simpson et Wintsch (1986)</a> ; <a href="#">Srivastava et Mitra (1996)</a> ; <a href="#">FitzGerald et Stunitz (1993)</a> ; <a href="#">Hirth et Tullis (1992)</a> .
~500-550	Recristallisation complète, ruban de quartz avec des grains à limites rectilignes et perpendiculaires aux bordures des rubans.	Fracturation, maclage, "kink bands", myrmékite, rotation des grains, recristallisation de sous grains égaux aux grains originaux.	<a href="#">Simpson et Wintsch (1986)</a> ; <a href="#">Srivastava et Mitra (1996)</a> ; <a href="#">FitzGerald et Stunitz (1993)</a> .
~550-650	Recristallisation complète, grains recristallisés plus larges que les grains originaux.	Maclage, "kink bands", recristallisation complète, rotation des grains recristallisés égaux aux grains originaux.	<a href="#">Hanmer (1981)</a> ; <a href="#">Simpson et Wintsch (1986)</a> ; <a href="#">Srivastava et Mitra (1996)</a> ; <a href="#">FitzGerald et Stunitz (1993)</a> .

**Tableau 5** : Corrélation entre microstructures et températures de la déformation. T : température.



Les études microscopiques menées sur les quartzites, granitoïdes, albitites, brèches carbonatées, andésites et basaltes doléritiques localisés au sein ou en dehors des zones de cisaillement mettent en évidence des gradients de déformation et des gradients thermiques entre les zones de cisaillement et les blocs rocheux qu'elles délimitent (figure 4.1).

## I- DÉFORMATION INTRACRISTALLINE DANS LES ZONES DE CISAILLEMENT

La déformation plastique est bien exprimée dans les zones de cisaillement où son intensité augmente de la périphérie vers le cœur, induisant des variations texturales allant des protomylonites aux gneiss dans la classification de Wise et al. (1984) (figure 4.2). Les échantillons ont été prélevés au cœur et en bordure des zones de cisaillement afin d'analyser l'évolution des conditions thermo-texturales de la déformation.

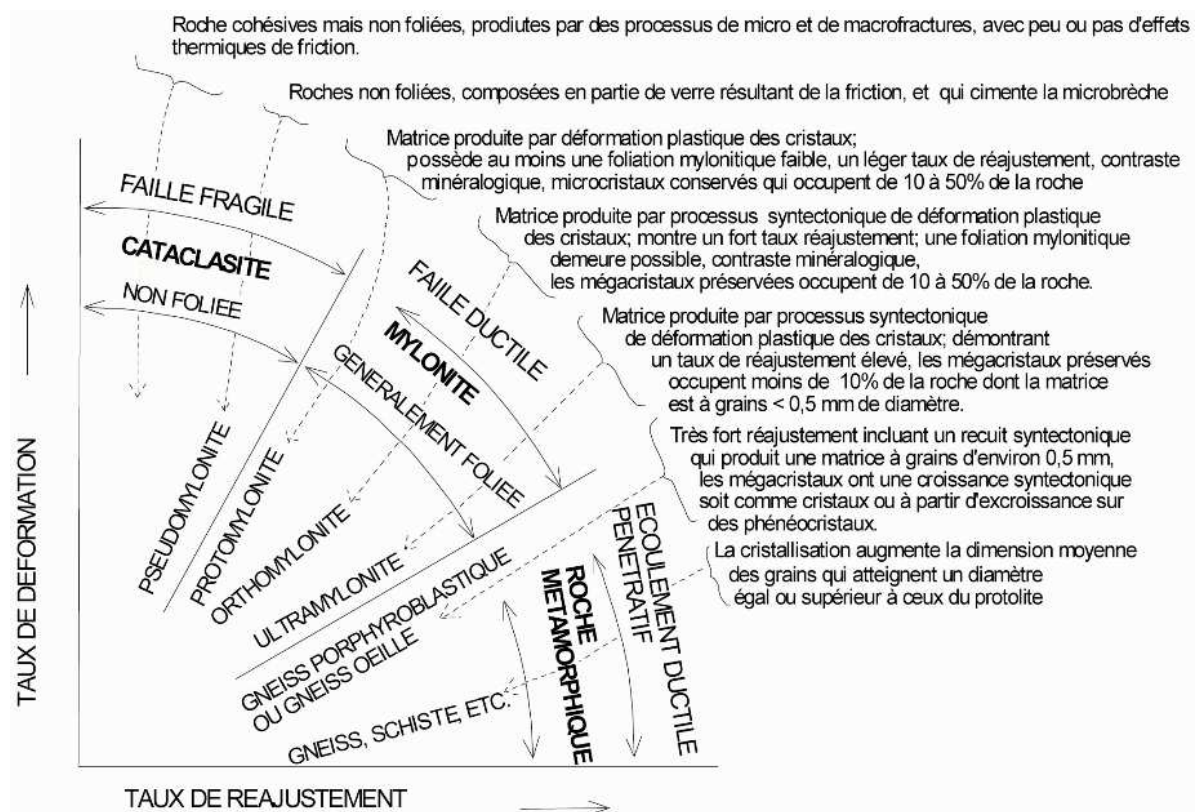


Figure 4.2 : Classification des tectonites, selon Wise et al. (1984).



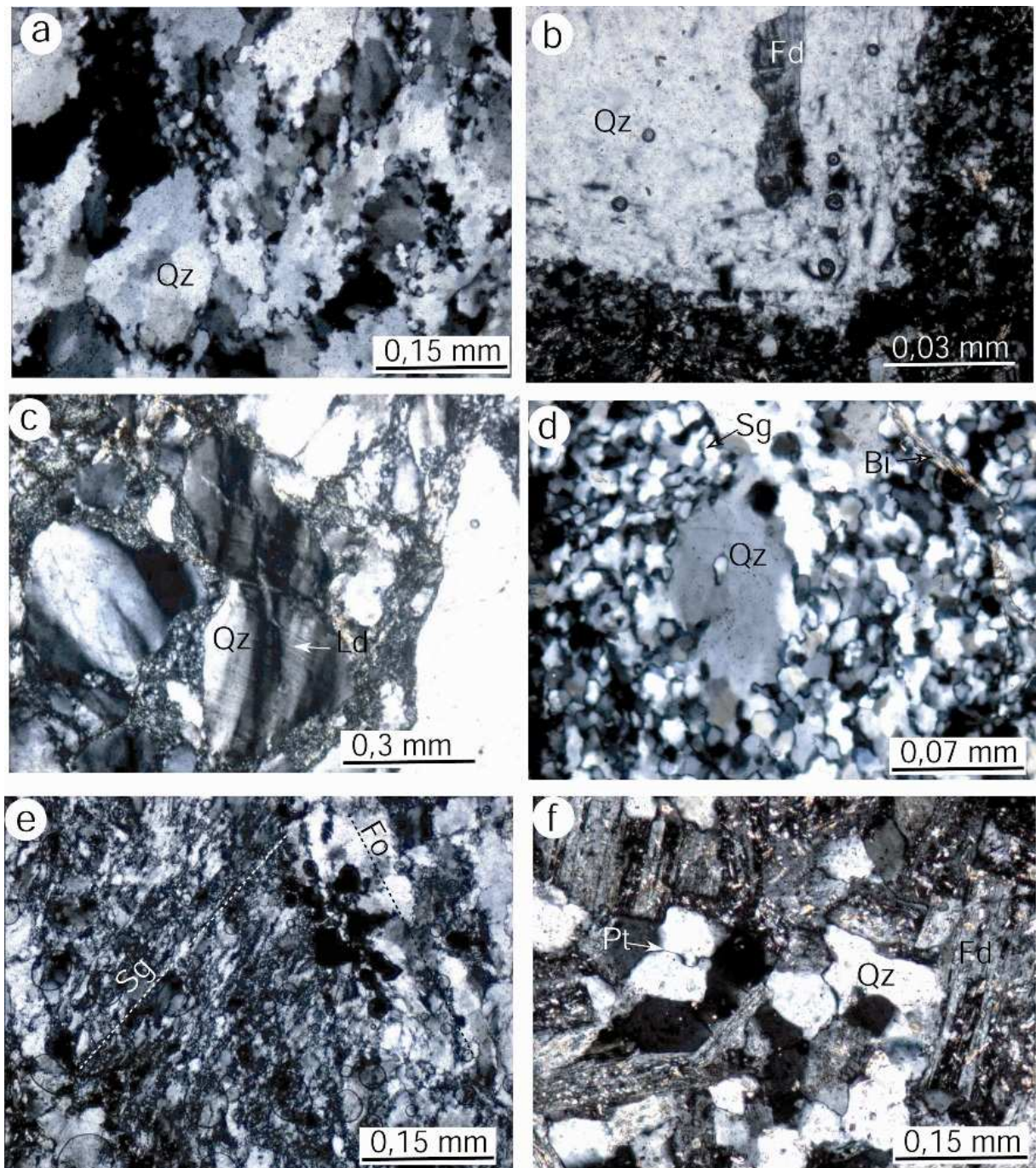
### I.1- En bordure des zones de cisaillement

Les échantillons prélevés en bordure des zones de cisaillement correspondent à des micaschistes grauwaqueux (**K5**), granites mylonitiques (**D28**) et quartzites (**K16**, **D19**) (figure 4.1).

Dans ces roches, les porphyroclastes de quartz montrent une extinction onduleuse, des figures de migration de joints et des recrystallisations de sous grains à leurs bordures entraînant des limites dentelées (figure 4.3a). Dans certains grains, il apparaît une microfracturation intense des bordures, et des lamelles de déformation (figures 4.3b, c). Les sous grains recrystallisés sont généralement de petite taille, entourant les reliques de porphyroclastes, sous la forme de figure en manteau et noyau (figure 4.3d). Ils peuvent aussi constituer des élongations obliques et des recrystallisations en grains équants disposés en point triple (figures 4.3e,f).

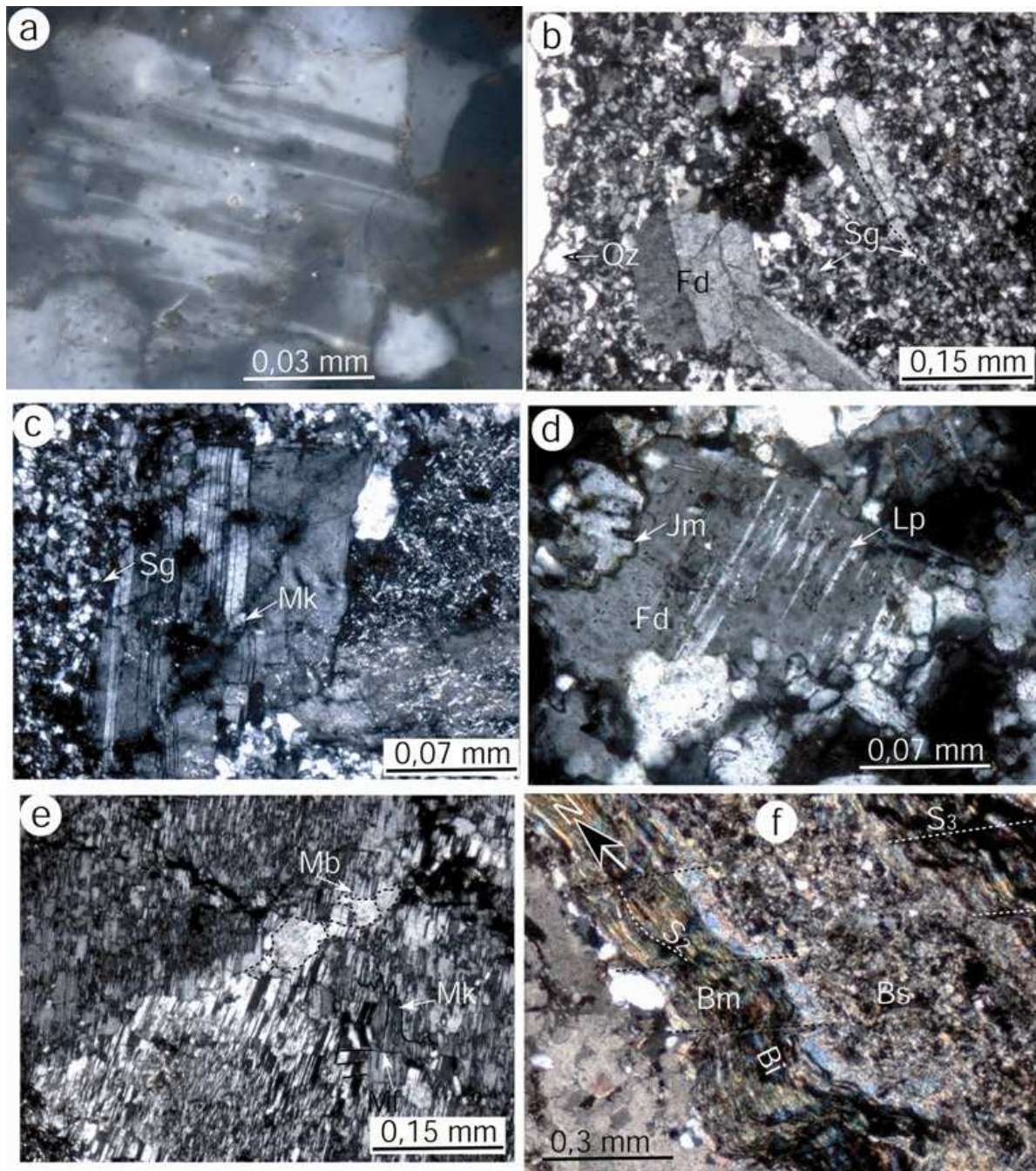
Par ailleurs, les porphyroclastes de quartz peuvent contenir des inclusions de feldspaths montrant des maclages et des flammes en microcline (figure 4.3b).

Les feldspaths montrent une extinction ondulante, des figures de maclage (figure 4.4a), des déformations plastiques de macles qui sont parfois "kinkées" (figures 4.4b,c). Des fragments perthitiques de porphyroclastes de feldspaths potassiques (figure 4.4d) contiennent parfois des lamelles en flamme d'albite (Débat et al., 1978 ; Pryer, 1993). Des microfractures kinkées ou associées à des fragments de grains boudinés et recrystallisés ainsi que de fines recrystallisations de sous grains en bordure (figure 4.4e) sont également relevées. Dans les micaschistes, ces microstructures sont associées à de fines recrystallisations de micas (biotite) le long des plans de schistosité (figure 4.4f). L'architecture microscopique de ces roches rappelle une orthomylonite dans la classification de Wise et al. (1984). Les microstructures et recrystallisations observées, suggèrent des conditions thermiques de métamorphisme pouvant atteindre ~450°C en bordure des zones de cisaillement du secteur d'étude.



**Figure 4.3 :** Déformations intracrystallines du quartz en bordure des zones de cisaillement. (a) Cristaux de quartz à extinction ondulante, aplatis suivant la direction de la foliation et montrant des limites sinueuses avec des recrystallisations de sous grains. (b) Porphyroclaste de quartz à bordure microfracturée contenant une inclusion de feldspath (Fd) avec des figures de maclage et de microcline. (c) Porphyroclaste de quartz à extinction ondulante montrant des microfractures et des lamelles de déformation (Ld). (d) Structure en noyau manteau formée par un porphyroclaste de quartz entouré par des sous grains (Sg) recrystallisés. Noter la présence de lamelles de biotite (Bi) allongées dans la direction de la foliation. (e) Sous grains de quartz recrystallisés obliquement à la direction de la foliation (Fo) soulignée par l'étirement des porphyroclastes. (f) Recrystallisation de quartz en grains à bordure rectiligne disposés en point triple entre les grains de feldspath. Bi : biotite, Ld : lamelle de déformation, Pc : porphyroclaste, Pt : point triple, Qz : quartz, Se : séricite, Sg : sous grain.





**Figure 4.4 :** Déformations intracrystallines des feldspaths et micas en bordure des zones de cisaillement. (a) Porphyroclaste de feldspaths à extinction ondulante montrant des figures de maillage. (b) Porphyroclaste de feldspaths avec des macles tordues et des recrystallisation des sous grains (Sg) en bordure. (c) Porphyroclaste de feldspaths avec des macles "kinkées" (Mk) et des recrystallisations des sous grains en bordure. (d) Porphyroclaste de feldspaths avec des lamelles perthitiques (Lp), des recrystallisations des sous grains et des migrations de joints (Jm) en bordure. (e) Porphyroclaste de feldspaths affecté par des "microkinkages" (Mk) et microfractures (Mf) ainsi qu'un microboudinage (Mb) des grains localisés dans les fractures. (f) Micaschiste montrant une foliation soulignée par une alternance de bandes micacées (Bm) et de bandes silico-carbonatées (Bs). Les micas (biotites) sont affectées par la schistosité  $S_3$  orientée  $\sim N65^\circ$ . Bi : biotite, Fd : feldspath, Qz : quartz, Se : séricite, Sg : sous grain.

## 1.2- Au cœur des zones de cisaillement

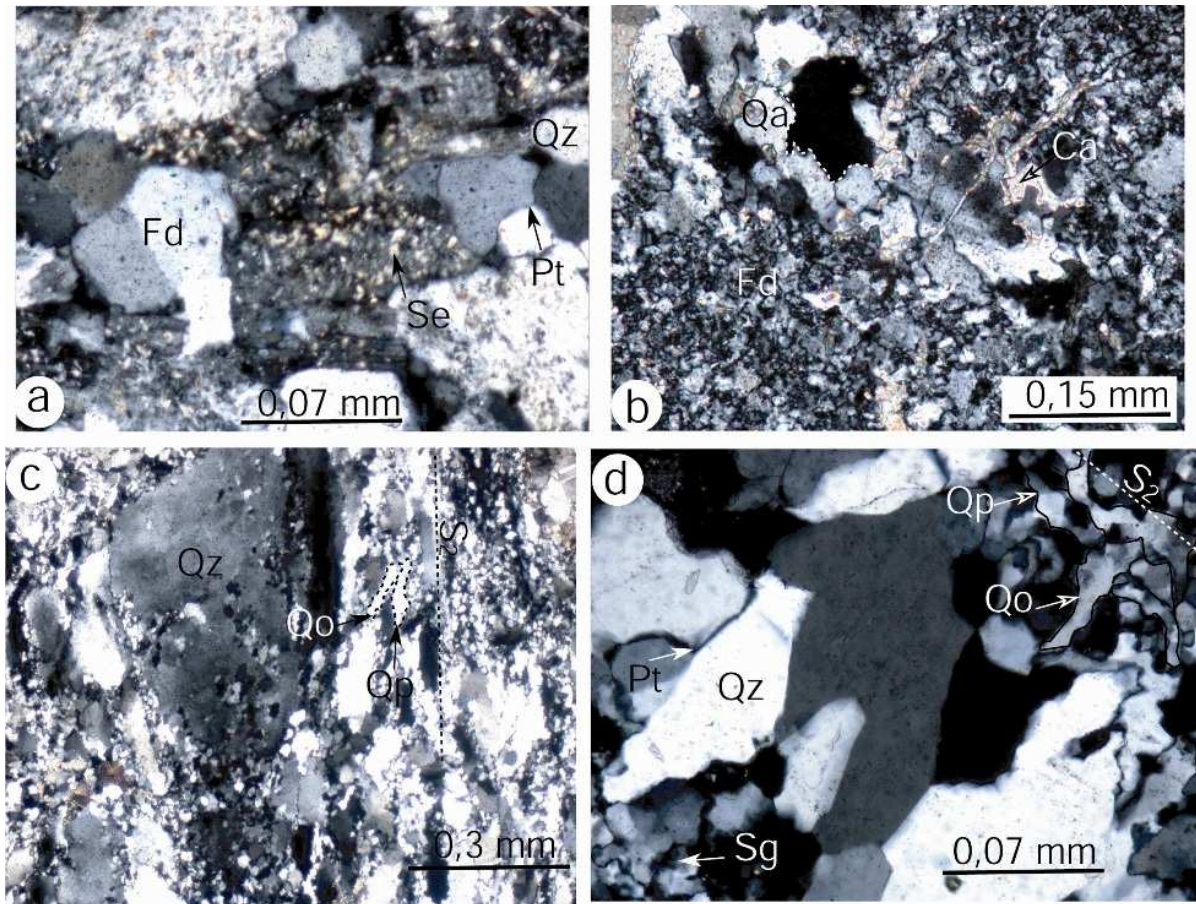
Les échantillons observés ont été prélevés sur un granite mylonitisé (**K7**) et son encaissant de micaschistes pélitiques (**D21**), sur les albitites (**K18**, **K45**), les basaltes doléritiques (**K14**) et les brèches carbonatées (**D10**, **D12**) localisés au cœur des zones de cisaillement. L'estimation des températures et des stades de déformation a été effectuée par comparaison aux résultats des travaux de Davidson et al. (1994), Blumenfeld et Bouchez (1988), Eggleton et Buseck (1980), Tullis et Yound (1987), et Pryer et Robin, (1995) ainsi qu'aux données bibliographiques consignés au **tableau 5**.

Dans les albitites (**K18** et **K45**), les néoblastes de quartz peu abondantes, apparaissent entre les cristaux de feldspaths alcalins. Ces néoblastes forment des grains équants, disposées en point triple avec des bordures rectilignes ou sinueuses (**figures 4.5a,b**). Dans le granite (**K7**), les micaschistes pélitiques (**D21**) et les brèches carbonatées (**D10**, **D12**), le quartz est presque totalement recrystallisé. Il forme des sous grains étirés parallèlement et obliquement à la foliation (**figures 4.5b,c**), ou équants disposés en points triples et montrant des bordures rectilignes, parfois légèrement dentelées (**figures 4.5a,b,d**).

Les feldspaths représentent les minéraux les plus fréquents dans les lames prélevées le long des zones de cisaillement. Dans les micaschistes pélitiques (**D21**), les feldspaths sont souvent associés au quartz dans des lentilles quartzo-feldspathiques. Ces lentilles sont cisailées et boudinées (souvent en dextre) au sein de la matrice pélitique, recrystallisée en micas (**figure 4.6a**). D'une manière générale (dans les micaschistes, brèches carbonatées, granites), les feldspaths montrent une extinction ondulante, des recrystallisations de sous grains en bordure, des figures de maclage et flammes perthitiques et des macles déformés voire "kinkées" (**figures 4.6a,b,c,d**). On note, en outre, des recrystallisations de biotite dans les lits micacés (**figures 4.6a**), des recrystallisations des sous grains de bordure des porphyroclastes ainsi que des figures de rotation de grains (**figure 4.6e**) et de microclines (**figure 4.6f**). Les feldspaths des albitites (**K18**, **D45**), montrent également une déformation souple de leurs macles durant un cisaillement dextre probablement associé à la phase de tectonique éburnéenne D<sub>3</sub> (**figure 4.7a**). Ils présentent aussi des figures de maclages, "kinkage", boudinage et parfois de facturation suivie de recrystallisation (**figures 4.7b,c,d**).

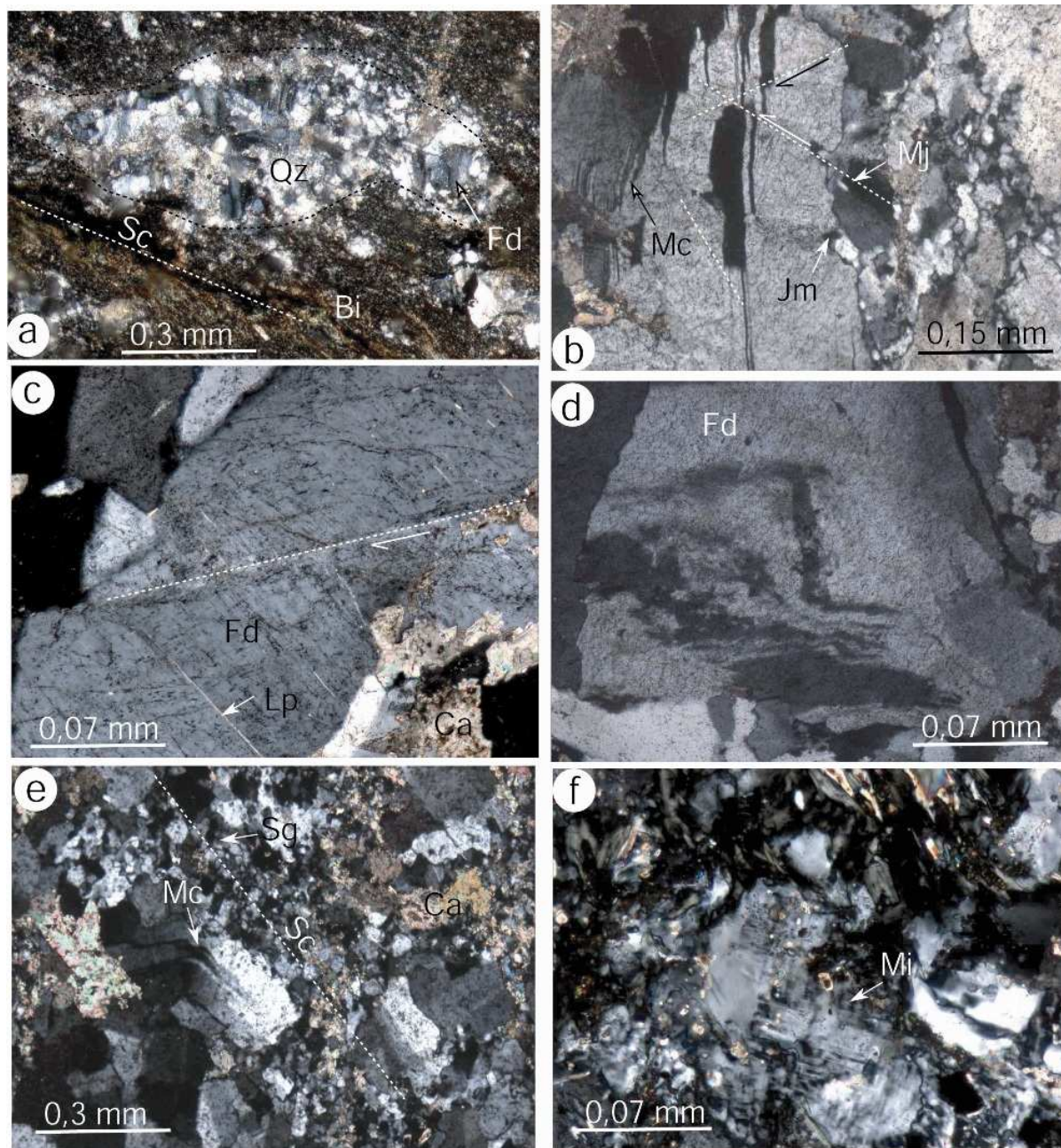
Ces différentes microstructures intracristallines sont en rapport avec une déformation au stade solide sous des conditions thermiques moyennes tournant entre ~500 et 550°C. Les textures relevées sont symptomatiques du faciès des ultramylonites.





**Figure 4.5** : Déformations intracrystallines du quartz au coeur des zones de cisaillement. (a) Cristaux de quartz à limites rectiligne ou légèrement sinueuse, disposés en point triple (Pt) entre les grains de feldspaths séricitisés. (b) Quartz amiboïdes à bordures échancrées, localement imbriquées avec les bordures des feldspaths formant une matrice finement recrystallisée. (c) Porphyroblastes et rubans de quartz entièrement recrystallisés en sous grains de petite taille parallèle (Qp) ou oblique (Qo) à la direction de la foliation  $S_2$ . (d) Gros cristaux de quartz à bordure rectiligne allongée perpendiculairement à la direction des sous grains qui les emballent. Ca : dolomite, Qz : quartz, Se : séricite, Sg : sous grain.





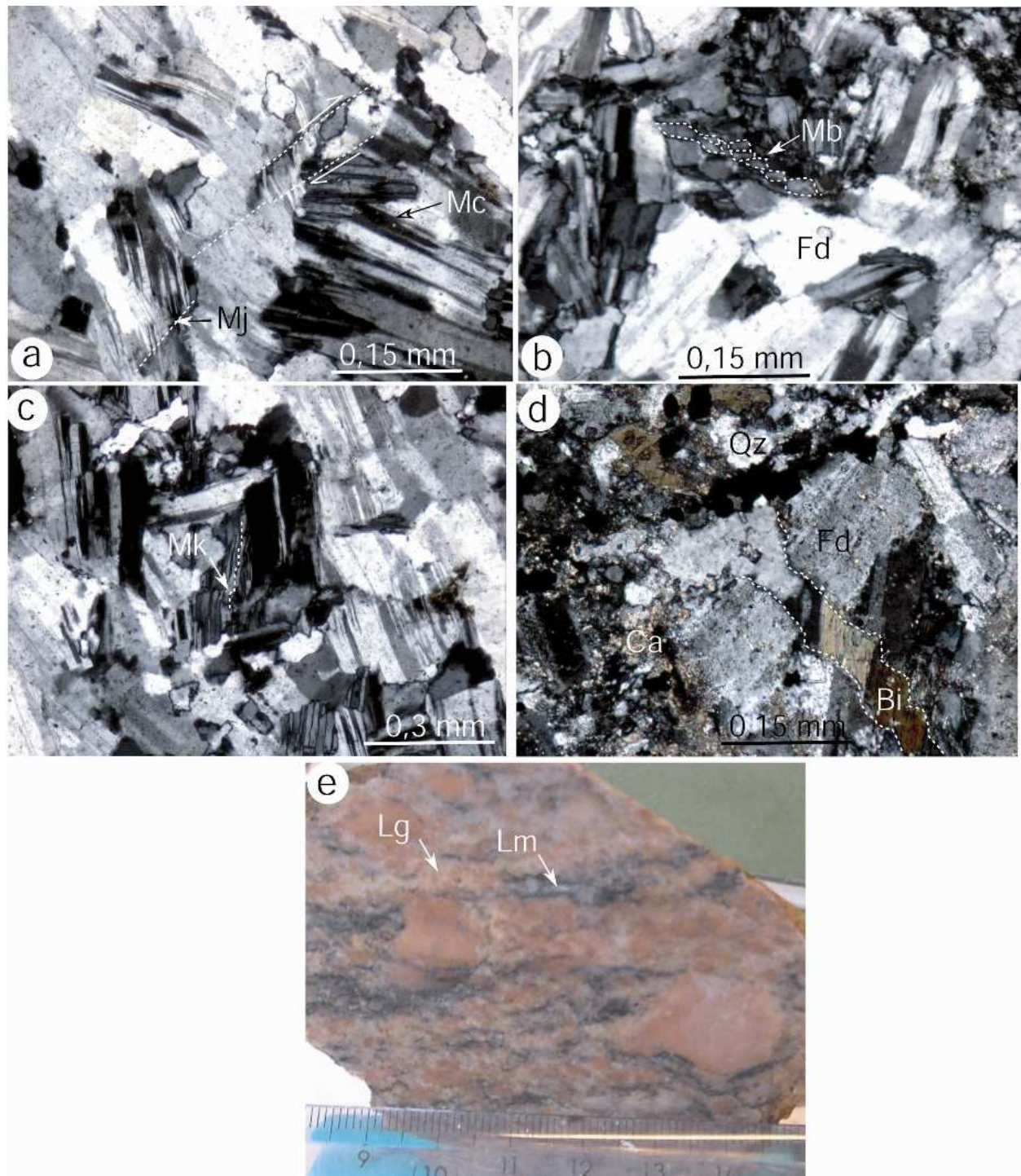
**Figure 4.6 :** Déformations intracrystallines des feldspaths et micas au coeur des zones de cisaillement. (a) Lentille quartzo-feldspathique cisailée en dextre dans la matrice des micaschistes pélitiques recrystallisée en micas (biotite). (b) Porphyroclates de feldspaths montrant des figures de maclage (Mc) affectées par des microjoints (Mj) de cisaillement, ainsi que des recrystallisations de sous grains et des migrations de joints (Jm) en bordure. (c) Porphyroclates de feldspaths avec des lamelles perthitiques (Lp) de bordure, affectés par un microcisaillement dextre. (d) Porphyroclate de feldspaths avec des macles "kinkées". (e) Porphyroclate de feldspaths avec une macle plissée suite à une rotation de grain parallèlement à la schistosité Sc. (f) Feldspath à figure de microcline (Mi). Bi : biotite, Ca : dolomite, Fd : feldspath, Qz : quartz, Sc : schistosité.

Par ailleurs, localement dans le granite (**K7**), les albitites (**K18**), les micaschistes, les brèches carbonatées (**D12**) et les microdiorites (**K14**), on relève des déformations à haute température ( $\geq 700^{\circ}\text{C}$ ), marquées par des figures de diffusion au stade solide et de déformations sub-solidus.

Dans les micaschistes, il apparaît localement de gros cristaux de quartz avec une bordure rectiligne constituant des rubans perpendiculaires aux bordures des rubans microcristallins ([figure 4.5d](#)). En outre, on note, dans les micaschistes et les brèches carbonatées (**D10**), quelques présences de longues baguettes ou rubans de quartz monocristallin, allongées suivant la direction de la foliation  $S_2$ . Elles sont bordées par des sous grains de petite taille et ne présentent aucune figure de déformation intracristalline ([figure 4.8b](#)). Ces rubans de quartz monocristallin ([Boullier et Bouchez, 1978](#)) se seraient formés lors d'une déformation intense suivie de recristallisation par déstabilisation et remobilisation des microstructures en bordure des anciens grains. Aussi, la libre croissance du quartz et des feldspaths (**K15**), marquée par leurs limites imbriquées, diffuses et lobées ([figure 4.8b](#)), témoigne d'un mélange de liquide. Ce mélange est consécutif à une diffusion des bordures de grains sous l'effet d'une déformation à haute température typique des faciès gneissiques ([figure 4.e](#)) ([Tullis et al., 1990](#) ; [Behrmann et Mainprice, 1987](#)).

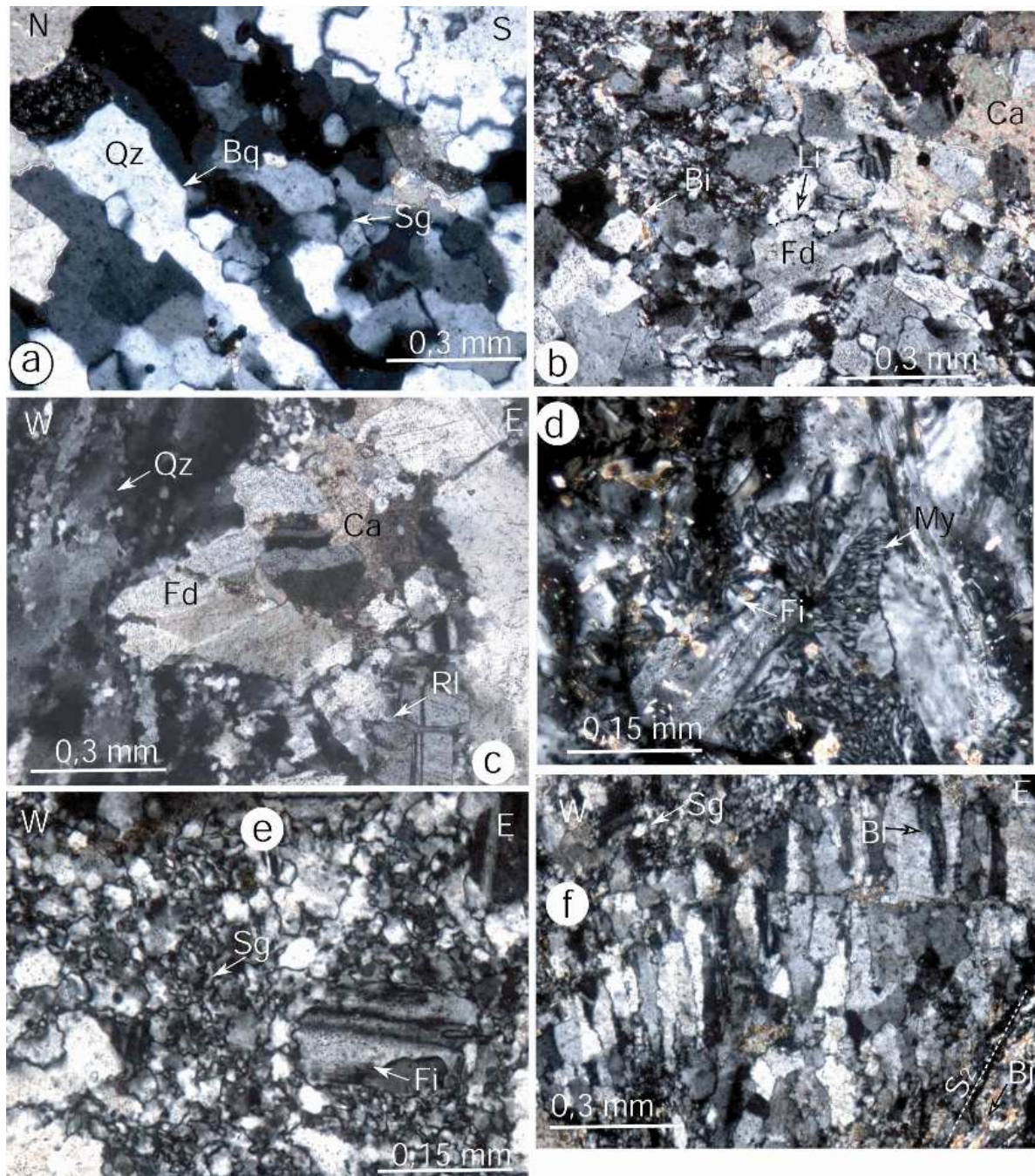
Dans les feldspaths, la micro fracturation interne des plagioclases est suivie de recristallisation de matériel magmatique, évoquant une déformation cassante au stade sub-solidus ([figures 4.7d, 8c](#)). Le liquidus remobilisé dans ce cas proviendrait de la réduction de la taille des grains et de la déformation intracristalline des minéraux de la matrice. Des figures de myrmékites extensifs, de manteau et noyau, des rubans de feldspaths recristallisés montrant une extinction ondulante, des déformations de macles et des bandes de déformations sont également relevées dans certains feldspaths ([figures 4.8d,e,f](#)). En outre, certaines sections de feldspaths montrent une forme amiboïde avec des bordures lobées ([figure 4.8b](#)). Ces différentes microstructures, évoquent une déformation intracristalline à haute température, au stade sub-solidus, éventuellement pendant la mise en place des corps magmatiques intrusifs.





**Figure 4.7 :** Déformations intracrystallines des feldspaths dans les albitites au coeur des zones de cisaillement. (a) Cristaux de feldspaths montrant des figures de maclage (Mc) et des macles déformées suite à un microcisaillement N45° dextre. (b) Cristaux de feldspaths avec des figures de maclage, de microcisaillement et de microboudinages (Mb) des grains. (c) Cristaux de feldspaths affectés par un "microkinkage" (Mk) et montrant quelques recrystallisations de quartz. (d) Cristaux de feldspaths affectés par une fracturation suivie de recrystallisation de matériel feldspathique et de biotite. (e) Gneiss oeillé montrant des lits imbriqués quartzo-feldspathiques (Lg) et micacés (Lm). Bi : biotite, Ca : dolomite, Fd : feldspath, Mj : microjoint de cisaillement, Qz : quartz.





**Figure 4.8 :** Déformations intracrystallines de haute température au coeur des zones de cisaillement. (a) Baguette ou ruban de quartz monocristallin (Bq), dépourvu de déformation intracrystalline et allongé suivant la direction de la foliation. Il est limité par des sous grains de petite taille. (b) Cristaux de feldspaths montrant des formes amiboïdes liées à une libre croissance des grains avec des limites (Li) lobées. Noter aussi la forte recrystallisation de sous grains dans la partie supérieure. (c) Cristaux de quartz entièrement recrystallisés, associés à des feldspaths, montrant des fractures suivies de recrystallisation de liquide (Rl) quartzo-feldspathique. (d) Porphyroclates de feldspaths montrant des figures de dissolution, recrystallisation et myrmékite (My). (e) Structure en noyau et manteau résultant de la recrystallisation de néoblastes de feldspaths (Sg) entourant un porphyroclaste montrant des figures de dissolution (Fi) sur ses limites. (f) Néoblastes de feldspaths recrystallisés en baguettes parallèles à la foliation ( $S_2$ ) et montrant de bandes et lamelles de déformation (Bl). Bi : biotite, Ca : dolomite, Fd : feldspath, Qz : quartz.

## **II-DÉFORMATION INTRACRISTALLINE HORS DES ZONES DE CISAILLEMENT**

Les échantillons récoltés dans les roches situées en dehors des zones de cisaillement ont aussi fait l'objet d'étude des microstructures de la déformation intracristalline. Il s'agit d'albitites (**K8, K9**), quartzites (**K20, D20, D18**) et rhyodacite (**D39**) (figure 4.2).

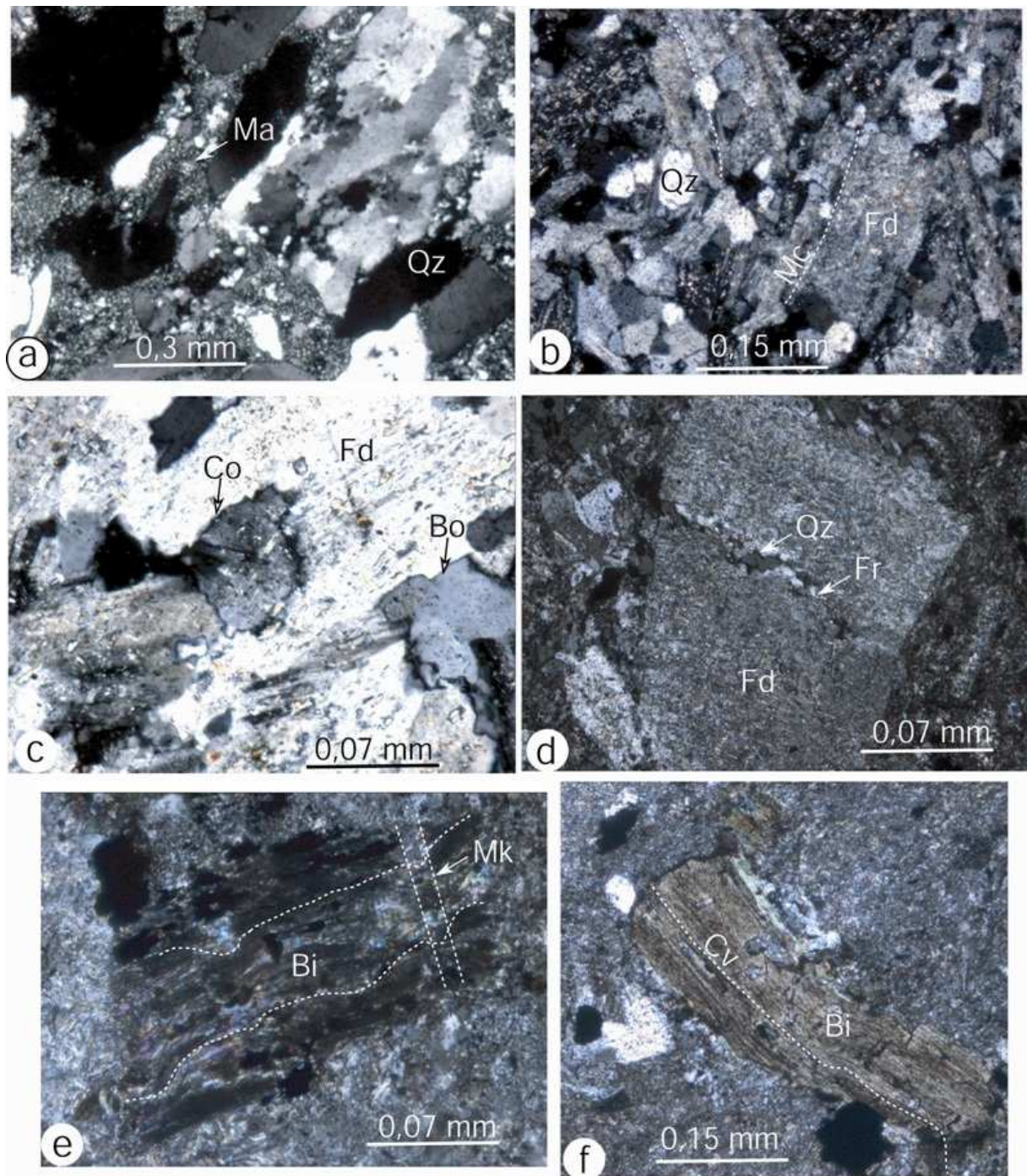
Dans les albitites, le quartz est rare et se présente sous forme de cristaux isolés, à extinction ondulante, recristallisés entre les grains de feldspaths. Ils montrent des limites souvent rectilignes qui les séparent nettement des feldspaths. Ces limites sont parfois dentelées avec quelques recristallisations des sous grains en bordures (figures 4.3f ; 5a).

Dans les quartzites (**K20, D18**), le quartz montre une intense déformation semi ductile avec des fractures curvilignes, des lamelles de déformation et une extinction ondulante (figure 4.3e). Les grains originaux sont aplatis dans la direction de la foliation ( $S_2$ ) et entourés par des sous grains de petites tailles formant ainsi des structures en manteau et noyau (figure 4.3d). Dans certains quartzites (**D20**), les déformations intracristallines du quartz sont faiblement exprimées. Elles sont marquées uniquement par un aplatissement des grains originaux dans la direction de la schistosité majeure  $S_2$ , une extinction ondulante et un début de recristallisation de sous grains à la limite des gros grains originaux (figure 4.9a).

Les feldspaths, très fréquents dans les albitites (**K8, K9**), présentent une extinction ondulante, de fines recristallisations en bordure qui migrent parfois au cœur des cristaux (figures 4.9b,c) . Ils montrent également des fracturations, figures de maclages, "kinkages" et torsion de macles (figures 4.7a,b,c). Dans la rhyodacite (**D39**), la fracturation des feldspaths est faiblement recristallisée en quartz (figure 4.9d). Ces rhyodacites présentent, en outre, des micas (biotite) dont les clivages sont "kinkés" et tordus donnant des formes en poisson (figures 4.9 e,f).

Les différentes microstructures observées dans ces roches, localisées en dehors des zones de cisaillement, caractérisent de faibles conditions thermiques de métamorphisme ( $\sim 350^\circ\text{C}$ ). D'ailleurs, dans certains faciès le litage primaire est encore bien préservé (figure 3.21a).





**Figure 4.9 :** Déformations intracrystallines hors des zones de cisaillement. (a) Cristaux de quartz à extinction ondulante montrant des limites rectilignes ou sinueuses avec des recrystallisations de bordure. (b) Cristaux de feldspaths avec des macles (Mc) déformées et des recrystallisations de quartz. (c) Feldspaths montrant des recrystallisations au cœur (Co) et en bordure (Bo) des cristaux. (d) Feldspaths fracturés avec une faible recrystallisation de quartz dans la fracture (Fr). (e) Biotite avec des clivages (Cv) "kinkés". (f) Cristal de biotite à clivages tordus. Bi : biotite, Fd : feldspath, Ma : matrice, Mk : "microkinkage", Qz : quartz.

### **III- CONCLUSION**

L'analyse de la déformation intracrystalline, notamment dans les zones de cisaillement, révèle deux stades de déformation intracrystalline : solide et sub-solidus. La déformation intracrystalline au stade solide est probablement liée à la phase de tectonique éburnéenne D<sub>3</sub> au regard des nombreux critères de cisaillement dextres associés à ces microstructures. En outre, dans le granite et les albitites, les failles et joints de cisaillement associés à ces déformations au stade solide, créent des cisaillements dextres et recoupent les microstructures de la déformation sub-solidus. Cette déformation sub-solidus est plus précoce, elle interviendrait pendant la mise en place des corps magmatiques intrusifs lors la phase de tectonique éburnéenne D<sub>2</sub>, sous des conditions de haute température. Pour les échantillons prélevés hors des zones de cisaillement, les indices d'une superposition de déformation ne sont pas clairement exprimés. La déformation intracrystalline est en rapport avec un métamorphisme thermique faible. Il apparaît localement des faciès franchement sédimentaires où les effets thermo-tectoniques éburnéens sont très faiblement exprimés voire quasi absents.





**CHAPITRE V :**

**LES MINÉRALISATIONS  
AURIFÈRES**



## CHAPITRE V : LES MINÉRALISATIONS AURIFÈRES DU SECTEUR DE FRANDI-BOBOTI

Les formations birimiennes (paléoprotérozoïques) du secteur d'étude et leurs massifs plutoniques ([figure 5.1a](#)), sont affectées par des déformations complexes, un métamorphisme schiste vert atteignant, dans les zones de cisaillement et en bordure des granitoïdes, les faciès amphibolo-gneissiques. La déformation et le métamorphisme sont associés à une importante circulation de fluides hydrothermaux. Ces fluides sont en grande partie à l'origine des minéralisations (or, fer, cuivre, etc.) associées à des événements de tourmalinisation, chloritisation et albitisation ([Wade, 1985 ; Dommanget et al., 1993 ; Ndiaye, 1994 ; Bassot, 1997](#)). Les gisements aurifères actuellement exploités dans les formations birimiennes du secteur (Supergroupe de Dialé-Daléma) sont ceux de Loulo et Yaléa (du côté malien), encaissées dans des sédiments turbiditiques tourmalinisés ([Dommanget et al., 1993](#)). Dans la zone étudiée, l'or est lié aux sulfures, en particulier à la pyrite. Les occurrences d'or dans la roche sont liées à des zones pyriteuses et 50% des pyrites renferment de l'or ([Ndiaye, 1994](#)). Il est donc important de faire une étude détaillée des paragenèses minérales dans les différentes roches du secteur et établir leur corrélation avec les phases tectono-magmatiques éburnéennes ayant affectées la zone.

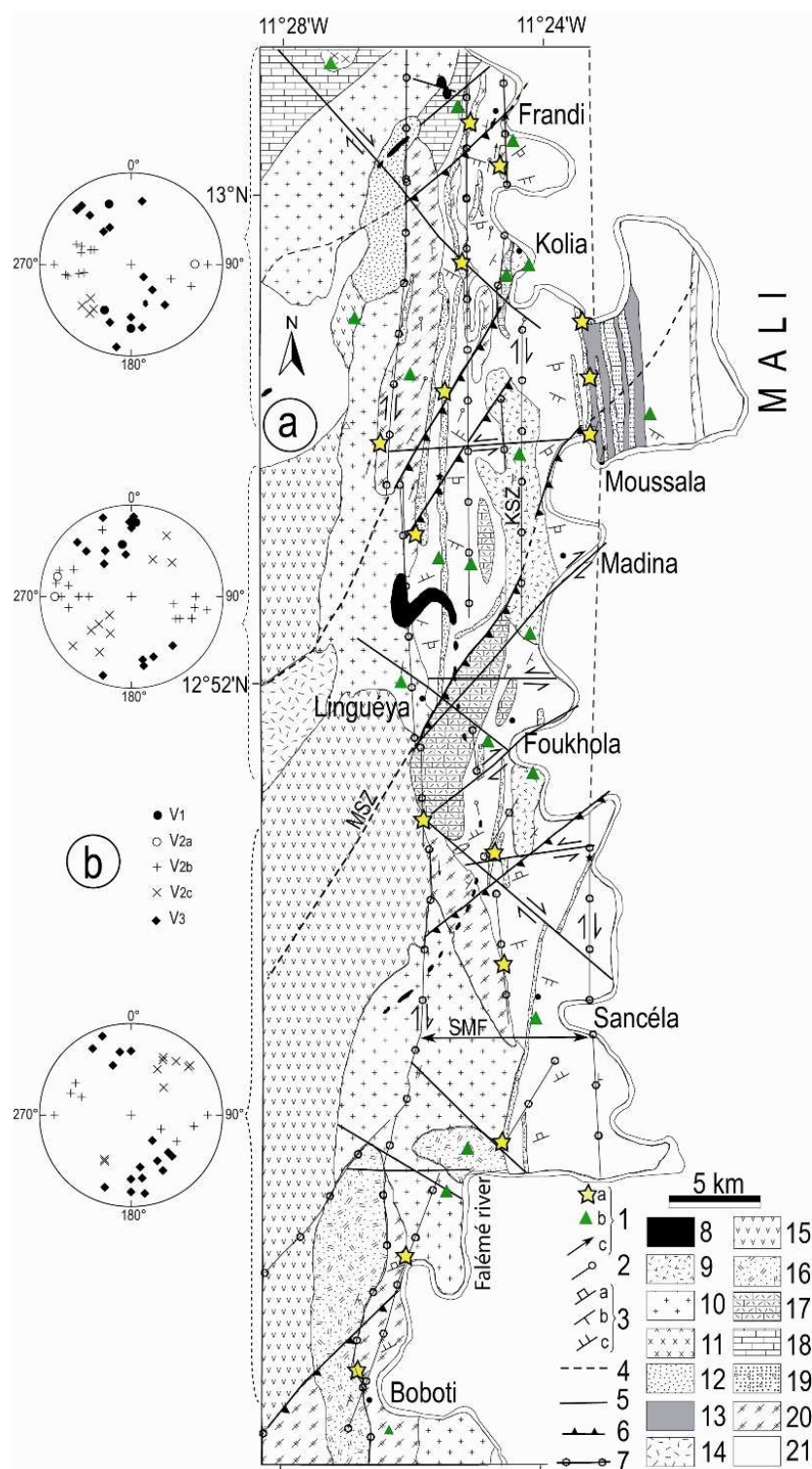
### I- LES VEINES ASSOCIÉES À LA DÉFORMATION

Les fluides associés aux événements tectono-magmatiques affectant les formations birimiennes du secteur d'étude, se sont diffusés dans les sédiments et/ou sous forme de veines dans les plans de faible résistance des roches. Les veines recoupant les roches ([figure 5.1b](#)) ont été classées en trois types :  $V_1$ ,  $V_2$  et  $V_3$ .

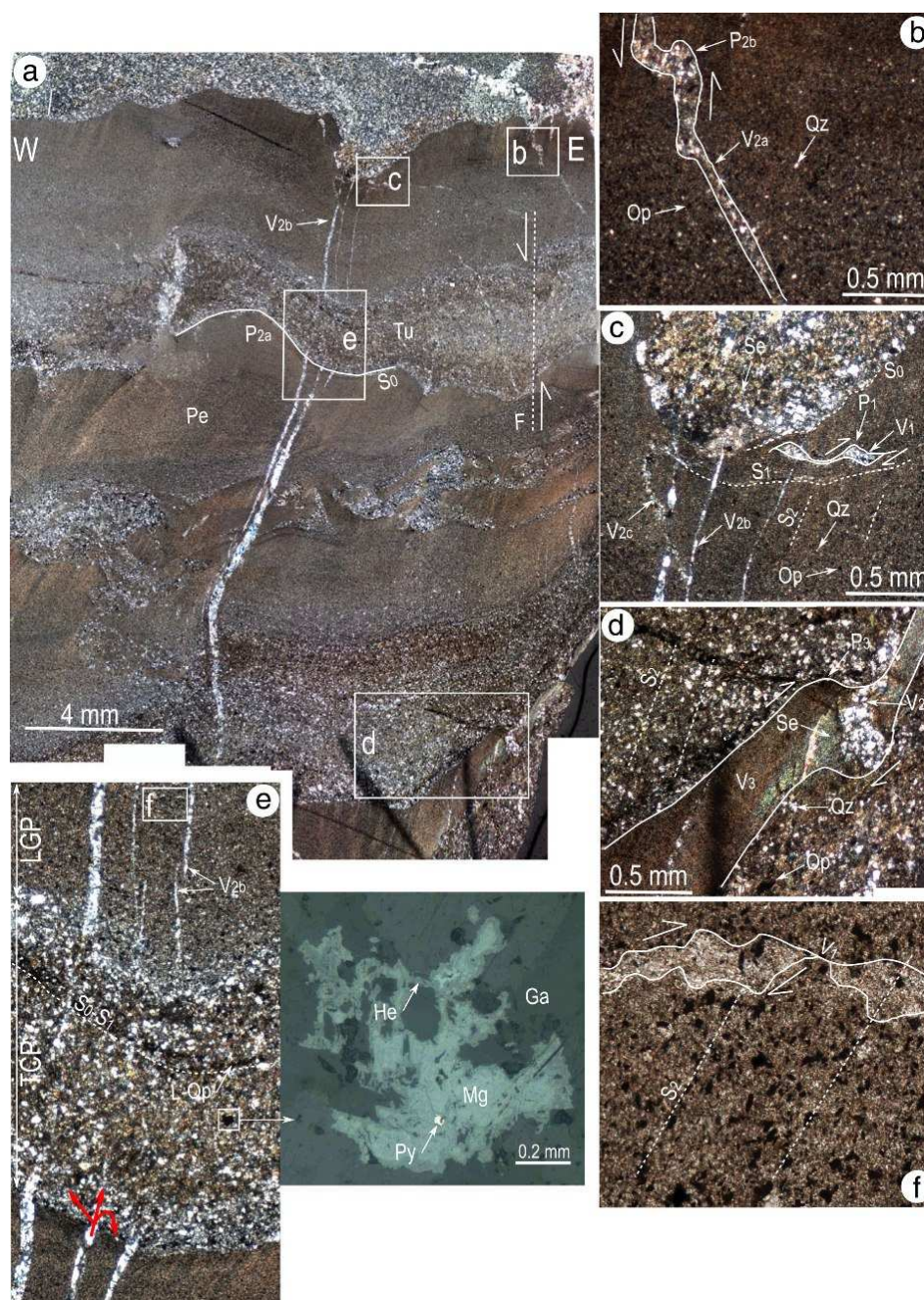
Les veines  $V_1$  sont mises en place dans les plans de schistosité  $S_0$ - $S_1$  associés à la déformation éburnéenne  $D_1$ . Ces veines, notées  $V_1$ , sont orientées  $N70^\circ$ - $100^\circ$  et recoupées par la schistosité  $S_2$  liée à la phase de déformation  $D_2$  ([figures 5.2c,f ; 5.5f](#)).

Les veines associées à la déformation  $D_2$  sont notées  $V_2$  et comprennent : (i) des veines ( $V_{2a}$ ) parallèles à la schistosité  $S_2$  mais plissées en  $P_{2b}$  ([figures 5.4b ; 5.5a](#)); (ii) des veines ( $V_{2b}$ ) parallèles à la schistosité  $S_2$  et parfois disposées "en échelon" ([figures 5.4a,c,f ; 5.5f](#)); (iii) des veines ( $V_{2c}$ ) parallèles aux zones de cisaillement NW-SE ([figures 5.4c ; 5.5f](#)).





**Figure 5.1 :** (a) Carte lithostructurale de Frandi-Boboti montrant la localisation des faciès minéralisés. Les points étoilés correspondent à la localisation des échantillons minéralisés en or tandis que les triangles verts indiquent la position des échantillons riches en sulfures. (1) Linéation d'étirement, (2) Axe de plis, (3) Plans de schistosités  $S_0$ - $S_1$  (a),  $S_2$  (b) et  $S_3$  (c), (4) Zones de cisaillement supposées, (5) Zones de cisaillement  $D_3$ , (6) Chevauchements, (7) Zones de cisaillement  $D_2$  réactivées en dextre, (8) Colline de fer, (9) Albitites. (10) Granitoïdes, (11) Rhyolites, (12) Grès, (13) Grauwackes, (14) Brèches andésitiques, (15) Andésites, (16) Basaltes, (17) Brèches carbonatées, (18) Carbonates. (19) Grès tourmalinisés. (20) Quartzites, (21) Sédiments fins. MSZ: Zones de cisaillement de Mandankhoto, SMF: Accident sénégal-malien, KSZ: Zones de cisaillement de Kolia. (b) Projections à aires égales (hémisphère inférieur) de l'orientation des pôles des veines ( $V_1$ ,  $V_{2a}$ ,  $V_{2b}$ ,  $V_{2c}$ ,  $V_3$ ).



**Figure 5.2 :** (a) Pélites à niveaux turbiditiques de l'unité inférieure (plans d'observation XZ). La stratification  $S_0$  est soulignée par la limite entre les niveaux pélitiques fins (Pe) et les niveaux grossiers turbiditiques (Tu). Les plis  $P_{2a}$  sont bien enregistrés dans les niveaux turbiditiques montrant un granoclasement discret. (b) Plissement  $P_{2b}$  enregistré par des veines ( $V_{2a}$ ) de quartz (Qz) dans les plans horizontaux x-z de la déformation. (c) Veine  $V_1$ , boudinée en plissée en  $P_1$  le long de la schistosité  $S_1$ , et recoupée par la schistosité  $S_2$ . (d) Veine  $V_3$  orientée NE finement recrystallisée en séricite (Se), recoupée par la schistosité  $S_2$  et affectée par le plissement dextre  $P_3$ . (e) Répartition des sulfures et veines dans les pélites. La disparition des veines  $V_2$  ( $V_{2b}$  "en échelon") et leur faible teneur en sulfures dans les niveaux turbiditiques à grains grossiers (TCP), seraient relatives à une migration des fluides par diffusion latérale. Les sulfures (pyrite, magnétite) sont déposés à la limite entre niveaux fins et grossiers. Ils sont également bien développés dans les niveaux pélitiques à grains fins (LGP) où ils sont étirés suivant la direction de la schistosité  $S_2$  ou concentrés dans les veines  $V_{2a}$ . Les flèches en rouge schématisent la trajectoire des fluides minéralisateurs. (f) Veine  $V_1$  boudinée, plissée et recoupée par des opaques (pyrite, magnétite, hématite) étirés le long de la schistosité  $S_2$ . He: hématite, Ga: gangue, Py: pyrite, Mg: magnétite, Op: opaque, L-Op: opaques lités. F: faille.



Les veines  $V_3$ , liées à la déformation  $D_3$ , recoupent celles associées à la phase de déformation  $D_2$  et à la schistosité  $S_2$ . Elles sont allongées  $N45^\circ-110^\circ$  (figures 5.4d ; 4d,f), parfois disposées "en échelon" ou plissées en dextre (figure 5.5e). Ces veines montrent des fibres de recristallisation orientées  $N330^\circ$ , correspondant à la direction d'extension (figure 5.5d). Les différents types de veines associées à la tectonique éburnéenne dans le secteur, sont en général recristallisées en silices, carbonates, micas, sulfures, oxydes et métaux précieux grâce à la circulation des fluides minéralisateurs tardi-magmatiques. L'orientation des différentes veines relevées sur le terrain est indiquée en figures 5.1b ; 5.5f.

## II- LES PARAGENÈSES MINÉRALES

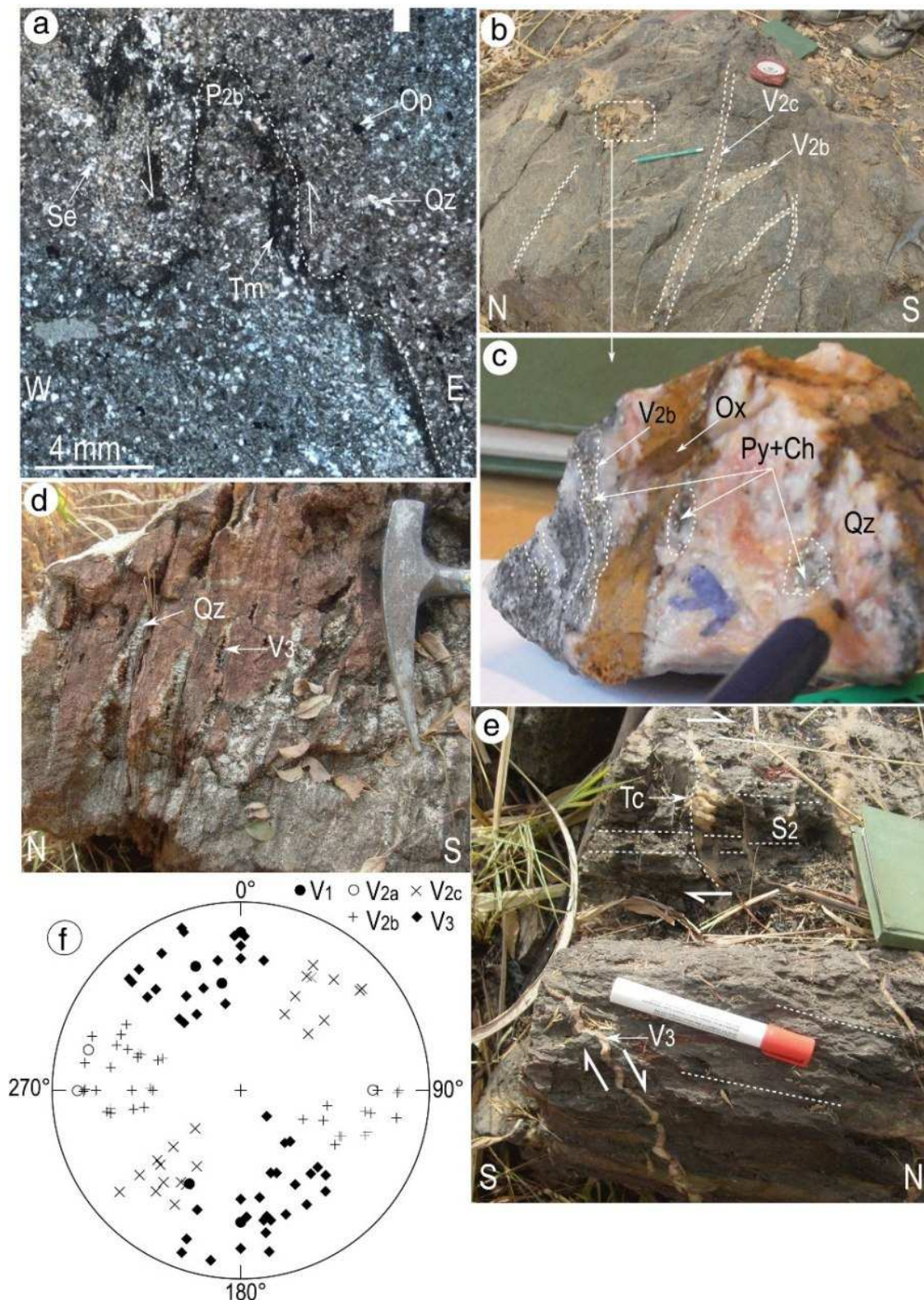
Les formations birimiennes de Frandi-Boboti comprennent un ensemble méta-sédimentaire et un ensemble magmatique. Les événements post-magmatiques qui les affectent sont accompagnés de circulations de fluides minéralisateurs avec dépôt de silice et de carbonate ainsi que le développement de paragenèses minérales sulfurées. Dans ce paragraphe, nous n'affecterons pas aux minéraux des indices (I, II, III) relatifs aux différentes phases de paragenèses. Ces indices sont indiqués dans le paragraphe III et le tableau 6, résumant les différentes paragenèses et compositions pétrographiques des roches.

### 2.1- L'ensemble sédimentaire

L'ensemble sédimentaire est constitué de pélites, grauwackes, grès, conglomérats, quartzites, et carbonates (cipolins) affectés par un métamorphisme épizonal devant localement mésozonal.

Les *pélites* (**K11**) montrent une alternance d'horizons turbiditiques et d'horizons pélitiques francs (figure 5.4a). Elles sont constituées pour l'essentiel de séricites, d'opagues et de quartz dans un ciment quartzo-argileux. Les niveaux franchement pélitiques sont à granulométrie fine. Les opagues y sont assez abondants (~20%) et montrent des grains souvent étirés  $N20^\circ$ , parallèlement à la direction de la schistosité majeure ( $S_2$ ) (figures 5.4a,f). Les niveaux turbiditiques à grains plus grossiers, sont assez riches en quartz, les opagues y sont disposés suivant le litage primaire  $S_0$  (figures 5.4a,f). En général, ces opagues sont composés essentiellement de pyrite, magnétite et hématite.

Les paragenèses minérales sont disséminées sous forme de stockwerks. La paragenèse disséminée est constituée de carbonates, opagues, séricite, quartz et parfois de tourmaline.



**Figure 5.5 :** (a) Grauwackes montrant un plissement  $P_{2b}$  enregistré par une veine  $V_{2b}$  riche en tourmaline (Tm) (observation dans un plan horizontal x-z de déformation). (b) Veines de quartz  $V_{2b}$  recoupées par une veine de quartz  $V_{2c}$  orientée N130°. (c) Les veines sont composées de quartz, pyrite, chalcopyrite (Ch) et or. (d) Fentes de tension et veines  $V_3$  remplies de quartz lié à l'hydrothermalisme tardif de la phase de déformation  $D_3$ . (e) Veines  $V_3$  recoupant la schistosité  $S_2$  et microplissées en dextre. (f) Projection à aires égales (hémisphère inférieur) de l'orientation des pôles des veines ( $V_1$ ,  $V_{2a}$ ,  $V_{2b}$ ,  $V_{2c}$ ,  $V_3$ ) dans le secteur d'étude ( $n=112$ ). Tc: fente de tension, Ox: oxyde.

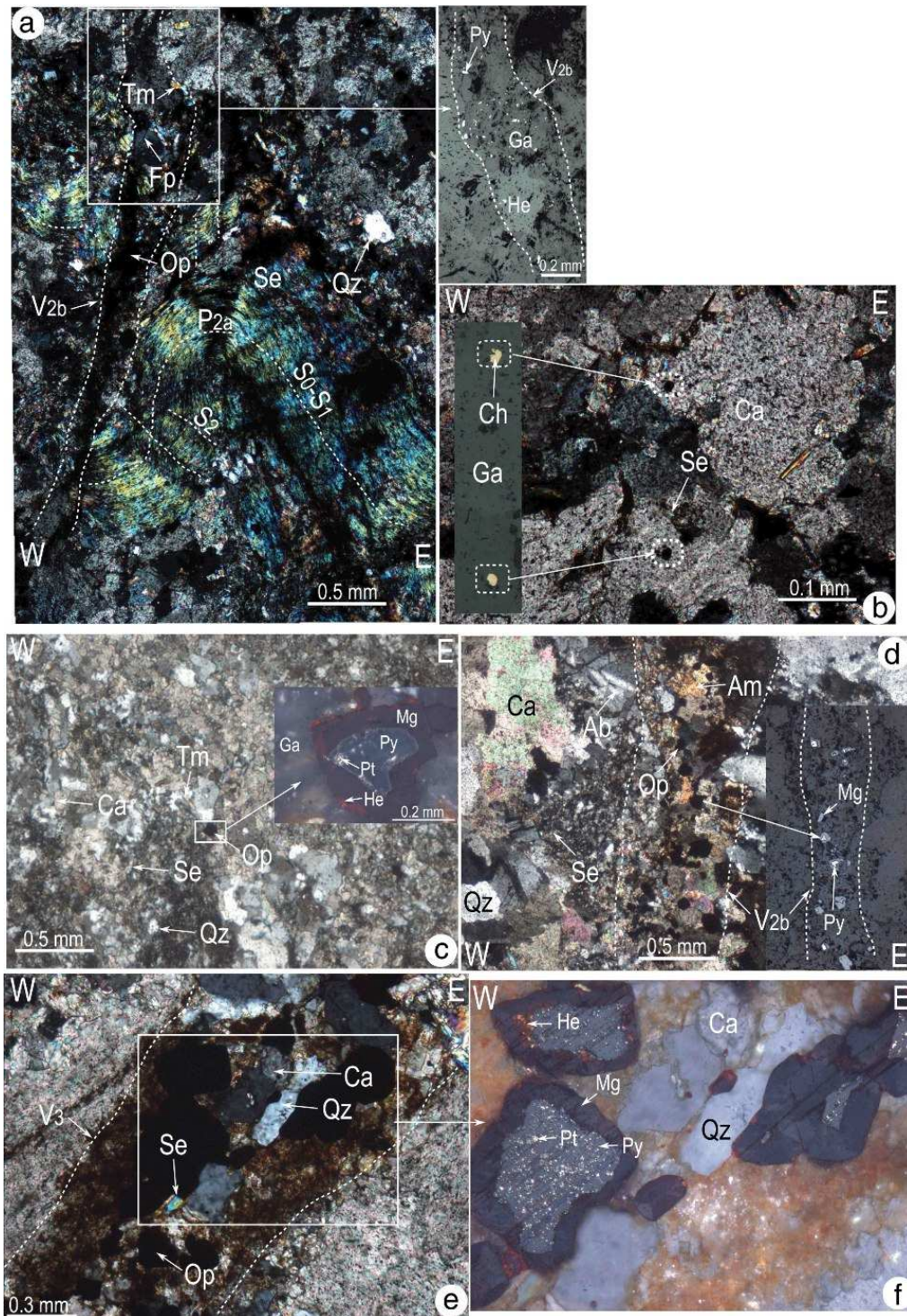


La roche est par ailleurs recoupée par un important stockwerk constitué de plusieurs familles de veines (V): (i) Les  $V_1$ , orientées  $N70^\circ-90^\circ$  parallèlement à la  $S_1$ , sont parfois plissées et boudinées par la déformation  $D_1$  (figures 5.4c,f). Elles sont essentiellement constituées de quartz. (ii) Les  $V_2$  sont soit orientées  $N0^\circ-20^\circ$ , parallèlement à la  $S_2$  et parfois disposées "en échelon" ( $V_{2b}$ ), soit orientées NW-SE ( $V_{2c}$ ) ou plissées par la déformation  $D_{2b}$  ( $V_{2a}$ ) (figures 5.4a,b,e). Elles sont essentiellement constituées de quartz avec quelques grains de carbonate, biotite et opaques (pyrite, magnétite). (iii) Les  $V_3$ , orientées  $N45^\circ-110^\circ$ , recoupent la schistosité  $S_2$  et sont parfois microplissées en dextre (figures 5.4d ; 5.5e). Elles sont constituées essentiellement de séricite ou parfois de quartz, avec quelques biotites et pyrites.

Les carbonates (cipolins) (**K6**) présentent deux paragenèses principales. Une paragenèse disséminée dans la roche, constituée de calcite, quartz, pyrite et arsénopyrite (figures 5.5a,b). La seconde paragenèse, localisée dans des veines  $V_{2b}$  orientées  $N0^\circ-20^\circ$ , est constituée de calcite, quartz, séricite, pyrite et chalcoppyrite (figure 5.6a).

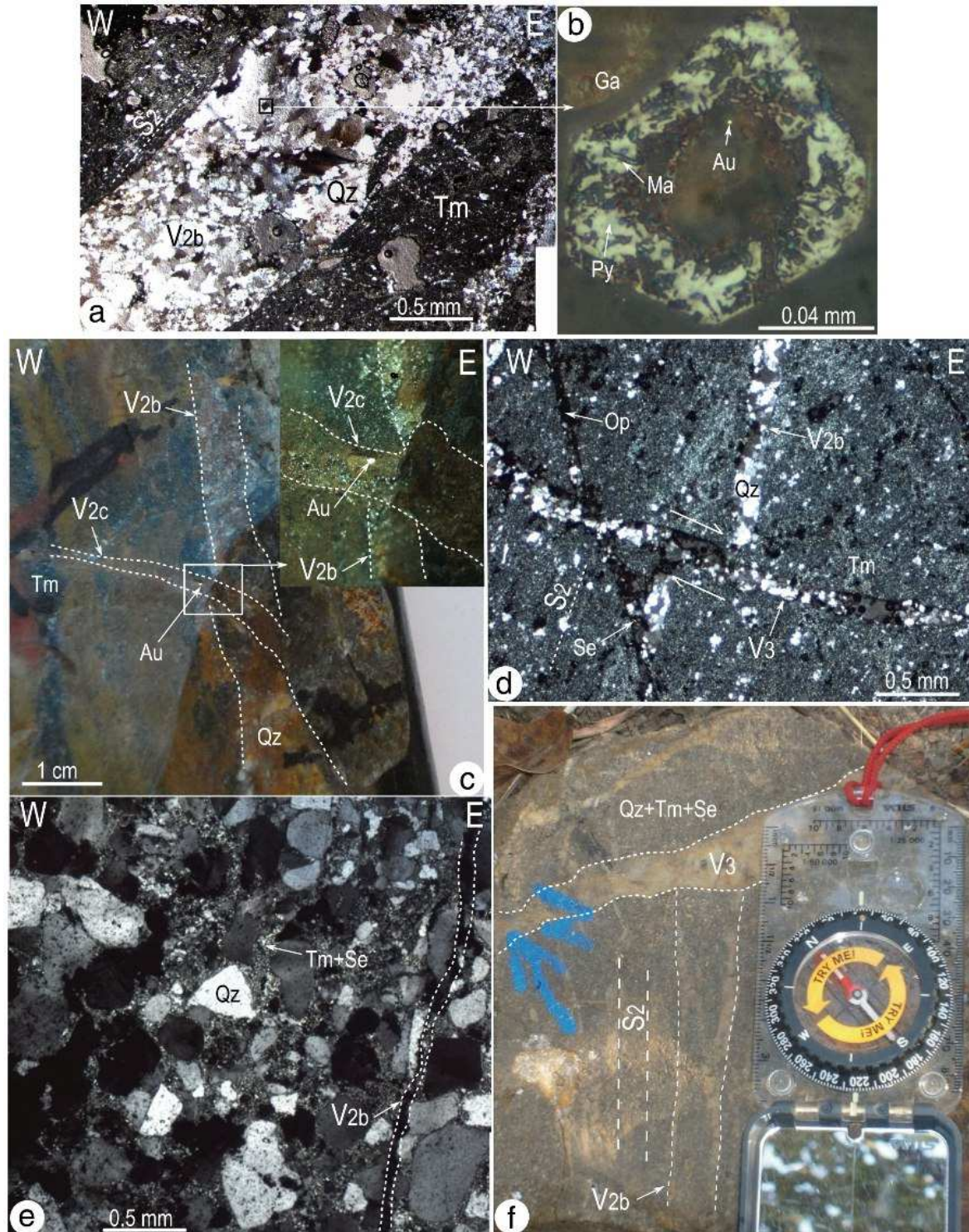
Les *grauwackes* (**D8**, **D9**) présentent un ciment séricito-siliceux, localement imprégné d'oxydes, dans lequel diffuse une première paragenèse à séricite, quartz, albite, carbonate, tourmaline et opaques (pyrite, hématite, magnétite, pyrrhotite) (figure 5.6c). La roche est traversée par un stockwerk avec des veines  $V_{2a}$ ,  $V_{2b}$  et  $V_3$ . Les veines  $V_{2a}$ , plissées et boudinées (figure 5.5a), sont remplies essentiellement de tourmaline, quartz et opaques (pyrite et magnétite). Les  $V_{2b}$  sont linéaires ou "en échelon", constituées de chlorite, carbonate, quartz, albite, pyrite et magnétite (figures 5.6c,d). Les  $V_{2b}$  sont associées à des veines  $V_3$  orientées  $N45^\circ$ , essentiellement constituées de séricite, chlorite, biotite, albite, quartz, pyrite, pyrrhotite, magnétite et hématite (figures 5e,f). Les opaques sont subautomorphes, étirées dans la direction  $N45^\circ$  de la schistosité  $S_3$ . Ils sont essentiellement composés de pyrite avec des inclusions de pyrrhotite et des bordures partiellement transformées en magnétite (figures 5e,f).

Les *grès tourmalinisés* (**K13**, **D19**) ont une paragenèse primaire diffuse, constituée de quartz, tourmaline (vert sombre cryptocristalline), séricite et d'opaques est perceptible au fond de la lame (figures 5.7a,d). Le stockwerks recoupant cette paragenèse primaire comporte plusieurs familles de veines. Les  $V_{2b}$  orientées  $N350^\circ$  à  $N10^\circ$  sont constituées de quartz, de tourmaline cryptocristalline, séricite, magnétite, arsénopyrite, pyrite et or en inclusion dans la pyrite (figures 5.5c ; 5.7a).



**Figure 5.6:** (a) Carbonates montrant des lentilles pélitiques plissées et des opaques (pyrite, hématite) qui sont grossièrement orientés suivant la direction NS des veines  $V_{2b}$ . (b) Opaques (Chalcopyrite) disséminés dans des cristaux de calcite, dans la gangue (Ga) des carbonates. (c) Grauwackes composés de cristaux de quartz, feldspath, séricite, calcite et opaques (pyrrhotite, pyrite, magnétite, hématite). (d) Veine  $V_{2b}$  orientée NS dans les grauwackes à quartz, carbonate, feldspaths, opaques (pyrite, magnétite). (e) Veines  $V_3$  orientée  $N45^\circ$  dans les grauwackes à quartz, carbonate, séricite, feldspath et traces d'hématite. (f) Pyrite montrant souvent des inclusions de pyrrhotite et des bordures transformées en magnétite. Les microphotos a, b et c, d, e sont observées respectivement dans les plans XY et XZ. Fp : feldspath, Ab : albite.





**Figure 5.7 :** Grès et conglomérats tourmalinisés (observations plans XZ). (a) Grès tourmalinisés recoupés par des veines de quartz  $V_{2b}$  parallèles à la schistosité  $S_2$ , soulignée par l'étirement de fins cristaux de quartz dans une matrice à tourmaline cryptocristalline. (b) Pyrite contenant des inclusions micrométriques d'or dans une veine de quartz  $V_{2b}$ . (c) Grès tourmalinisés avec des veines de quartz  $V_{2c}$ , contenant de l'or libre et recoupant des veines de quartz  $V_{2b}$ . (d) Grès tourmalinisés avec des veines de quartz  $V_{2b}$ , parallèles à la schistosité  $S_2$  et recoupées par des veines de quartz  $V_3$  orientées  $N70^\circ-90^\circ$ . (e) Conglomérats tourmalinisés montrant des cristaux sub-arrondis à angulaires dans une matrice à tourmaline cryptocristalline. (f) Conglomérats tourmalinisés avec des veines de quartz  $V_{2b}$ , parallèles à la schistosité  $S_2$ , et recoupées par des veines de quartz  $V_3$ .

Des veines ( $V_{2c}$ ) à quartz, pyrite, magnétite et or libre, orientées  $N130^{\circ}$ - $140^{\circ}$  (figure 5.7c), recoupent et décalent les veines  $V_{2b}$  (figures 5.5b ; 5.7c). Les veines  $V_{2b}$  sont aussi recoupées et décalées en dextre par des  $V_3$  orientées  $N45^{\circ}$ - $110^{\circ}$  (figures 5.5a,e), composées essentiellement de quartz avec quelques pyrites et magnétites (figure 5.7d).

Les grès tourmalinisés sont associés à des *conglomérats tourmalinisés* qui sont pauvres en opaques notamment les sulfures (figure 5.7e). Les conglomérats tourmalinisés (**K16**, **K19**) sont parfois traversés par des veines de quartz  $V_2$  et  $V_3$  sans minéralisation (figure 5.7f).

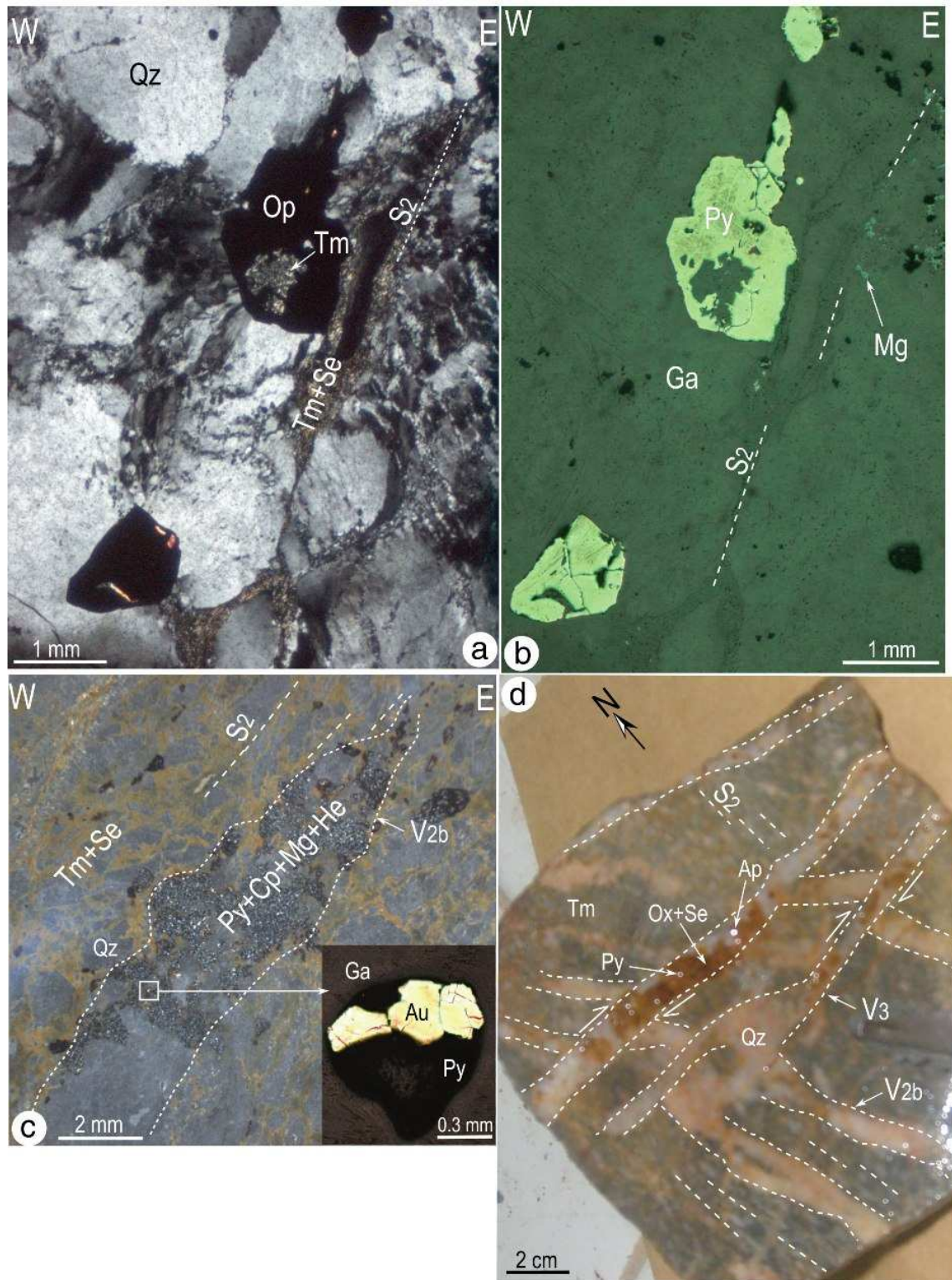
Les *quartzites* sont riches en pyrite contenant parfois des inclusions de tourmaline cryptocristalline (figures 5.8a,b,c). On y observe accessoirement des hydroxydes de fer qui sont secondaires (figure 5.8d). La roche est recoupée par plusieurs types de veines (figures 5.8c,d) : (i) des veines  $V_{2b}$  à quartz, plagioclase, sulfures (pyrite essentiellement), magnétite provenant de la déstabilisation de la pyrite et or inclus dans la pyrite altérée (figures 5.8c,d) ; (ii) des veines  $V_3$ , orientées  $N70^{\circ}$ , recoupant en dextre les  $V_{2b}$  et contenant du quartz, de la pyrite et des hydroxydes de fer (figure 5.8d).

## 2.2- L'ensemble magmatique

L'ensemble magmatique comprend une association complexe de roches volcaniques et hypovolcaniques (andésites, brèches volcaniques, rhyodacites, microdiorites) et de roches plutoniques (granodiorites).

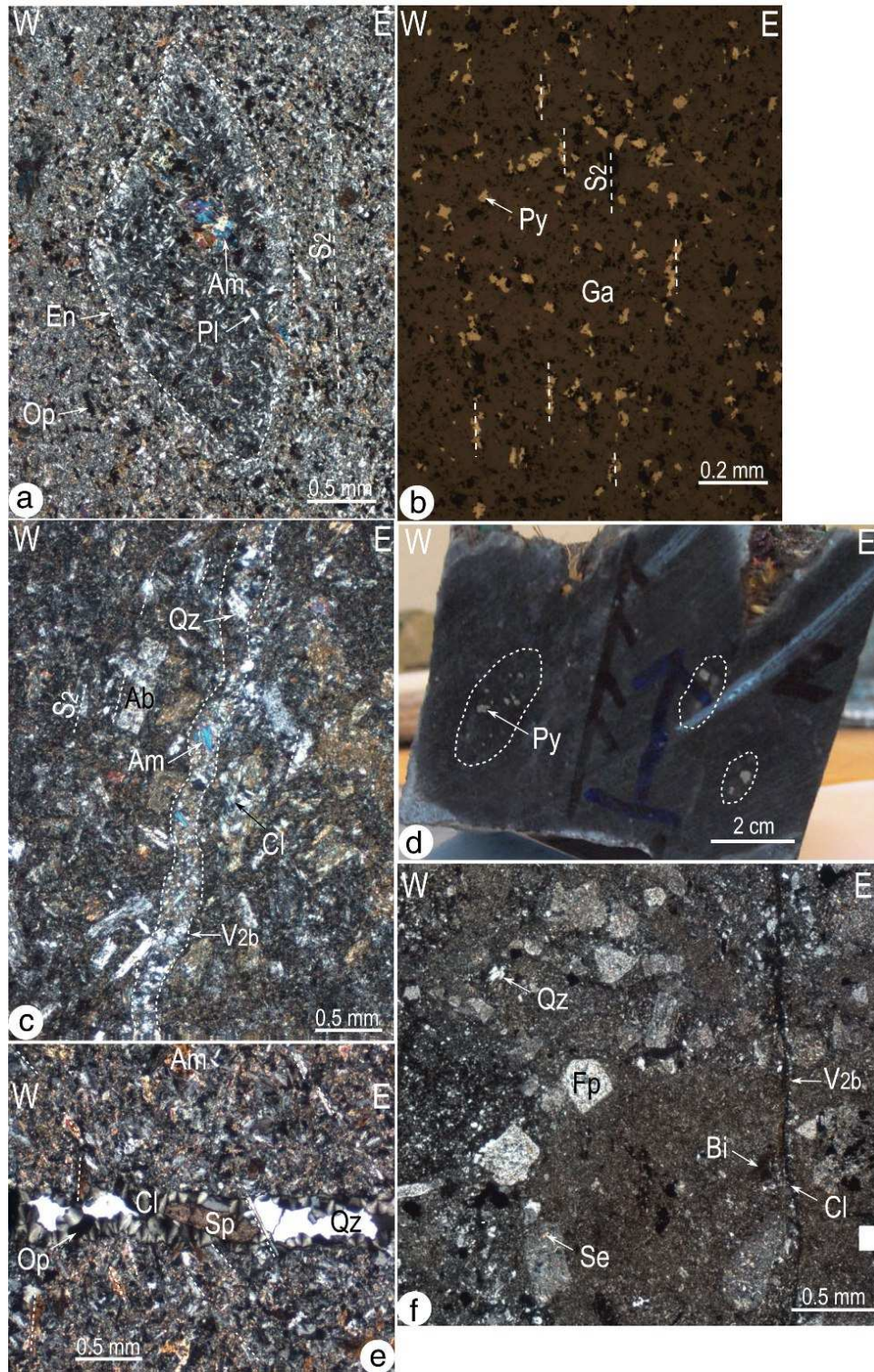
Les *andésites* (**D50**, **D51**) présentent des modifications post-magmatiques de carbonatation, chloritisation, albitisation et épidotisation. Elles montrent une mésostase assez abondante et riche en opaques (essentiellement pyrite), dans laquelle se détachent des microlites de plagioclases et des aiguilles d'amphiboles (figure 5.9a). La paragenèse diffuse est à albite, amphibole, chlorite, pyrite (figures 5.9a,b). Elle est recoupée par des veines ( $V_{2b}$ ) orientées  $N0^{\circ}$ - $10^{\circ}$  à quartz, chlorite, carbonate, albite, amphibole, opaques (figure 5.9c). Des  $V_3$  orientées EW peu ou pas plissées, à quartz, chlorite, carbonate, amphibole, opaques et épidote, recoupent la schistosité  $S_2$  (figure 5.9d). Les opaques sont composés essentiellement de pyrite avec quelques magnétites (figures 5.9b,d).





**Figure 5.8 :** (a) Quartzites avec des cristaux de quartz à extinction ondulante et des opaques contenant parfois des inclusions de tourmaline dans une faible matrice à tourmaline et séricite cryptocristallines. (b) Les opaques correspondent à de la pyrite et quelques magnétites allongées suivant la direction de la schistosité  $S_2$ . (c) Veine  $V_{2b}$  à quartz, pyrite, chalcopryrite, magnétite, hématite, et or inclus dans la pyrite altérée (observation au microscope à réflexion). (d) Veines de quartz  $V_{2b}$  recoupées et décalées en dextre par des veines  $V_3$  orientées  $N70^\circ-90^\circ$  à quartz, pyrite, arsénopyrite (Ap), et traces d'oxydes (Ox). Les observations sont faites suivant le plan XZ.





**Figure 5.9:** Minéralisation dans les roches volcaniques. (a) Andésite à enclave doléritique (En) et minéraux opaques. (b) Ces opaques (essentiellement de pyrite) sont étirés suivant la direction de la schistosité majeure S<sub>2</sub>. (c) Veine V<sub>2b</sub>, à quartz (Qz), chlorite (Cl), albite (Ab) et amphibole (Am) recoupant les andésites. (d) Pyrite (Py) concentrée suivant la direction de la schistosité majeure S<sub>2</sub> dans les andésites. (e) Veines V<sub>3</sub> orientée EW à chlorite, sphène (Sp) et opaques recoupant la schistosité S<sub>2</sub>. (f) Rhyodacites à mésostase séricitisée et carbonatée avec des phénocristaux de feldspaths séricitisés, quartz, biotite (Bi), recoupée par une veine V<sub>2</sub> riche en chlorite (Cl). Fd : feldspath ; Ga : gangue ; Pl : plagioclase ; Se : séricite. Les observations des microphotos (a, b, c, e, f) sont faites suivant le plan XZ.

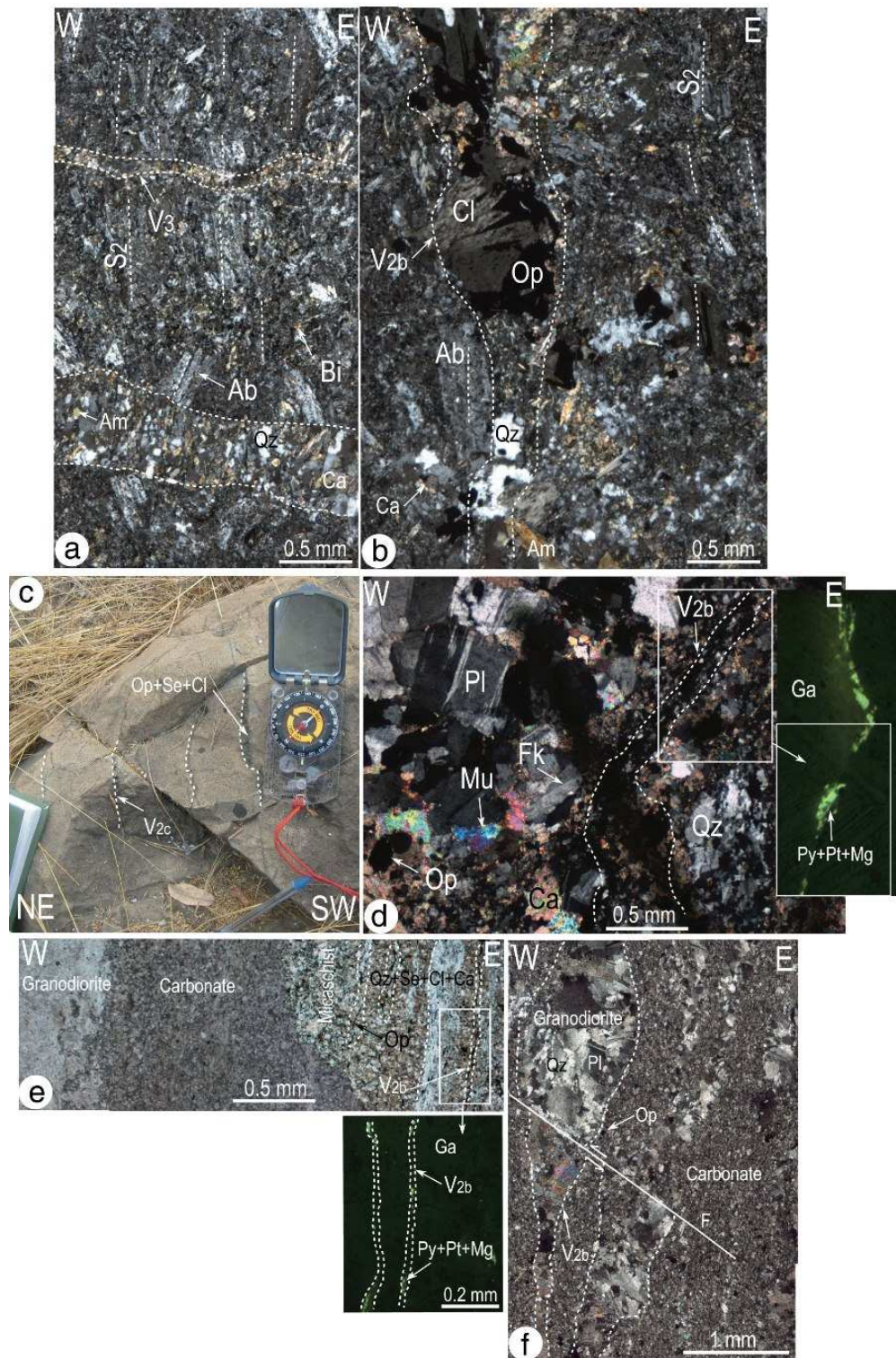
Dans les *rhyodacites*, la mésostase cryptocristalline est séricitisée, carbonatisée et légèrement silicifiée. Elle est riche en opaques qui se présentent sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes de taille variable. Des veines  $V_{2b}$ , orientées NS constituées essentiellement de chlorite, séricite et quartz, recoupent localement la roche (figure 5.9f).

Les *microdiorites* (K10, K8, K9, D45, K18) sont généralement albitisés. On y distingue une paragenèse diffuse à albite, biotite, quartz, carbonate, opaques (pyrite, chalcopyrite, magnétite), ainsi qu'un stockwerk avec différents types de veines (figures 5.10a,b): (i)  $V_{2b}$  orientées  $N0^{\circ}$ - $20^{\circ}$  à séricite, quartz, carbonate, opaques, biotite (figure 5.10b); (ii)  $V_{2c}$  orientées NW-SE à chlorite, carbonate, quartz, albite, tourmaline, opaques (figure 5.10c); (iii)  $V_3$  orientées EW à parfois peu plissées à amphibole, séricite, quartz, albite, pyrite, chalcopyrite.

Les *roches plutoniques*, essentiellement constituées de *granodiorites* (K7, D28), sont intrusives dans les métasédiments et les volcanites basiques. Elles forment des amas de plutons allongés suivant la direction NS parallèlement à la schistosité majeure  $S_2$ , depuis Boboti jusqu'à Frandi (figure 5.1a). La roche présente une fabrique planaire dans les zones de cisaillement. Certains cristaux de feldspaths sont altérés en séricite et carbonate (figures 5.10d,e). Les sulfures sont rares dans la granodiorite. Ils sont plutôt localisés dans des veines  $V_{2b}$  orientées  $N0^{\circ}$ - $20^{\circ}$  situées dans les métasédiments micaschisteux, au contact de la granodiorite (figures 5.10d,e). Ces veines sont aussi, riches en chlorite, séricite, quartz, feldspath, carbonate, pyrite, chalcopyrite (figure 5.10e). La granodiorite est localement recoupée et décalée par les failles NW-SE senestres (figure 5.10f).

Le tableau 6 résume la pétrographie, les paragenèses minérales et les différents types de veines associées aux roches du secteur. On distingue une paragenèse disséminée et/ou stratiforme et des stockwerks sous forme de veines de différentes générations contenant des paragenèses légèrement différentes ou parfois similaires. La paragenèse diffuse et stratiforme est à quartz, tourmaline, séricite, carbonate, associée à des minéraux accessoires (albite, pyrite, magnétite, or). La seconde paragenèse est principalement à quartz, carbonate, séricite, opaques (pyrite, magnétite, chalcopyrite, or), chlorite, albite et tourmaline. La troisième paragenèse est plus hétérogène, elle peut être à quartz, amphibole, séricite, chlorite, carbonates, pyrite, or, magnétite et hématite.





**Figure 5.10:** (a) Microdiorite à texture porphyrique avec de grosses baguettes d'albite allongées suivant la schistosité S<sub>2</sub> dans une mésostase microcristalline composée de feldspath, quartz, chlorite, amphibole. Des veines V<sub>3</sub> recoupent la schistosité S<sub>2</sub>. (b) Veine V<sub>2b</sub>, parallèle à la schistosité S<sub>2</sub> dans les microdiorites. (c) Veines microplissées senestre V<sub>2c</sub>, à chlorite contenant quelques opaques et séricite dans une microdiorite. (d) Contact entre micaschiste et granodiorite marqué par une forte concentration d'opaques (pyrite, pyrrhotite, magnétite) le long de veines V<sub>2b</sub>. (e) Carbonate pauvre en sulfures au contact d'une granodiorite. Les opaques (pyrite, pyrrhotite, magnétite) sont plutôt concentrés dans les veines V<sub>2b</sub> des micaschistes voisins (reconnus en microscopie à réflexion). (f) Granodiorite intrusive dans les carbonates, affectée par une faille senestre relative au stade tardif de la déformation D<sub>2</sub>. Fk : feldspath.



Ces observations, en microscopies à réflexion et optique, soulignent une meilleure concentration des sulfures minéralisés (pyrite±chalcopyrite±or) dans les pélites, grès tourmalinisés, quartzites ainsi que dans les veines (V<sub>2</sub> et V<sub>3</sub>) traversant ces faciès. Les rhyodacites et andésites montrent parfois de bonne concentration en sulfures (pyrite et chalcopyrite) dans les veines (V<sub>2</sub> et V<sub>3</sub>) à silice, carbonate, chlorite (figures 8b,d). Par ailleurs, les pélites et les quartzites constituent également l'encaissant du gisement de Loulo (Mali), situé à une dizaine de kilomètres au NE du secteur d'étude (Dommanget et al., 1993).

### III- DISCUSSION SUR L'ORIGINE DE LA MINÉRALISATION

Trois phases hydrothermales ont été distinguées (tableau 6): (i) une phase à paragenèses silico-tourmalinisées, sulfurées et séricitisées souvent diffuse ou stratiforme, constituée de qz<sub>I</sub>-tm<sub>I</sub>-sé±ca<sub>I</sub>±ab-py<sub>I</sub>±mg<sub>I</sub>, est localisée dans les sédiments du groupe inférieur, (ii) deux phases à paragenèses silico-carbonatées sulfurées, localement tourmalinisées et/ou séricitisées, constituées de qz<sub>II</sub>-ca<sub>II</sub>-sé±tm<sub>II</sub>±ch±bi-py<sub>II</sub>-mg<sub>II</sub>±ch<sub>II</sub>-or<sub>II</sub>; et qz<sub>III</sub>±py<sub>III</sub>±or<sub>III</sub> ou qz<sub>III</sub>-py<sub>III</sub>-ép±bi±ch<sub>III</sub>-or, forment respectivement le stockwerk des veines V<sub>2</sub> et V<sub>3</sub>.

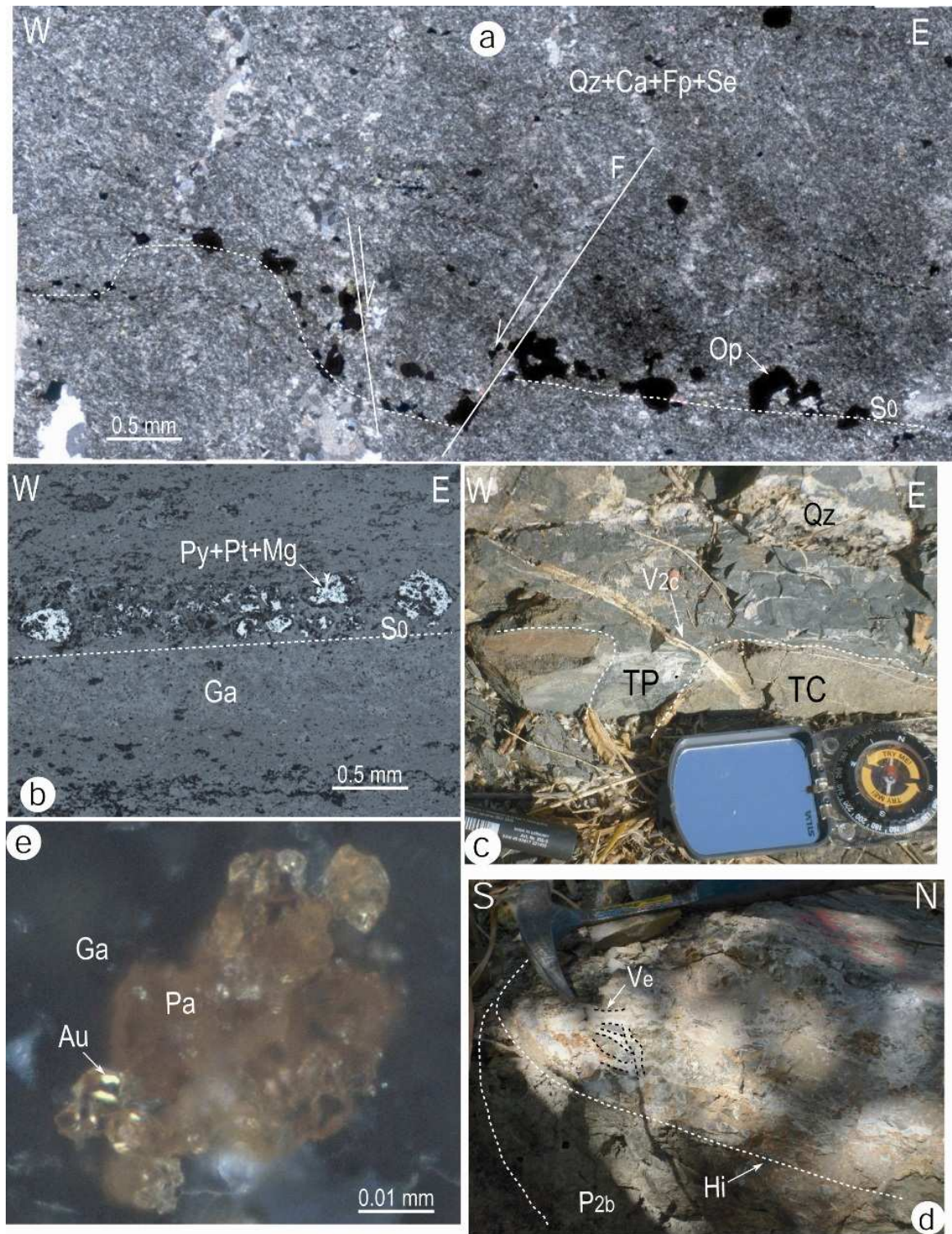
#### 3.1- La première paragenèse

La première paragenèse à minéralisation diffuse et/ou stratiforme serait associée à l'hydrothermalisme de la fin du volcanisme fissurale acide à intermédiaire d'affinité tholéitique (Ledru et al., 1991). Ce volcanisme dont l'âge est estimé autour de 2100 Ma (Milési et al., 1989 ; Calvez et al., 1990 ; Abouchami, 1990) intervient en même temps que la sédimentation carbonatée dans un contexte de tectonique extensive post-D<sub>1</sub> (Ledru et al., 1991), avant le volcanisme calco-alcalin de la Daléma (Bassot, 1987). L'hydrothermalisme lié à la fin de ce volcanisme serait associé à la tourmalinisation et à une première phase de minéralisation diffuse à stratiforme (figures 5.4a,e ; 5.11a,b,c) dans un environnement aquatique (Ledru et al., 1991). Les pipes de tourmaline liées à cette phase recoupent les grès conglomératiques tourmalinisés de l'unité inférieure et sont recoupés par les veines V<sub>2c</sub> (figure 5.11c).

Plusieurs théories sont émises sur la genèse des minéralisations stratiformes contenant des pourcentages importants de tourmaline dans les environnements sédimentaires ou volcano-sédimentaires (Slack, 1982 ; Taylor et Slack, 1984). L'une des plus plausibles est celle de Slack (1982) qui évoque une activité hydrothermale sous-marine avec précipitation du bore dans ou près des orifices comme dans le cas des sulfures dans un dépôt sédimentaire exhalatif.

Ens	Pétrographie	Description	Paragenèses	Veines (V)
Métasédiments	métapélites	sédiments fins stratifiés, localement tourmalinisé	i) qz <sub>I</sub> -sé <sub>I</sub> -ca <sub>I</sub> -tm <sub>I</sub> -py <sub>I</sub> -mg <sub>I</sub> (diffuse à stratiforme) ; V <sub>1</sub> avec qz; ii) qz <sub>II</sub> -ca <sub>II</sub> -bi <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> -mg <sub>II</sub> (V <sub>2</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> ±sé <sub>III</sub> ±bi <sub>III</sub> ±py <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>1</sub> orientées N60° à N90° plissées et boudinées D <sub>2</sub> ; V <sub>2</sub> soit plissées D <sub>2</sub> (V <sub>2a</sub> ) ou en échelons (V <sub>2b</sub> ), orientées N-S à N20°; V <sub>3</sub> orientées N40° parfois microplissées dextre
	grauwakes	grains moyens de quartz et feldspaths avec un ciment argilo-sériciteux	i) qz <sub>I</sub> -sé <sub>I</sub> -ca <sub>I</sub> -tm <sub>I</sub> -ab <sub>I</sub> ±py <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> ±ca <sub>II</sub> ±tm <sub>II</sub> ±ch <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> -mg <sub>II</sub> (V <sub>2</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> ±bi <sub>III</sub> ±py <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>2</sub> orientées N30° à N10° et V <sub>3</sub> orientées N-S recoupant les V <sub>2</sub>
	grés tourmalinisés	grains de quartz moyens reliés par un ciment à tourmaline	i) qz <sub>I</sub> -sé <sub>I</sub> -tm <sub>I</sub> -py <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> -sé <sub>II</sub> -tm <sub>II</sub> -ar <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> -mg <sub>II</sub> -au <sub>II</sub> (V <sub>2b</sub> ); qz <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> -mg <sub>II</sub> -au <sub>II</sub> (V <sub>2c</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> ±py <sub>III</sub> ±mg <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>2</sub> orientées N340° à N10° et Jc orientés N80° et N160°; V <sub>3</sub> orientées N40° et recoupant les V <sub>2</sub> et Jc
	conglomérats tourmalinisés	gros grains de quartz et fragments de tourmalinite reliés par un ciment à tourmaline	i) qz <sub>I</sub> -tm <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> (V <sub>2b</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>2a</sub> orientées N300°-330° plissées D <sub>2</sub> ; V <sub>2b</sub> en échelons orientés N-S ; V <sub>3</sub> orientées N20° à N40° à cisaillement dextre
	quartzites	cristaux de quartz avec un pauvre ciment silico-carbonaté	i) qz <sub>I</sub> -tm <sub>I</sub> -ca <sub>I</sub> -ab <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> -ab <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> -mg <sub>II</sub> -au <sub>II</sub> (V <sub>2b</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> -py <sub>III</sub> -he <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>2b</sub> orientées N0°-20° V <sub>3</sub> orientées N45°-90°
	carbonates	grains de calcite et quelques quartz réunis par un ciment carbonaté	i) qz <sub>I</sub> -ca <sub>I</sub> -py <sub>I</sub> -ch <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> -sé <sub>II</sub> -ca <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> -he <sub>II</sub> (V <sub>2</sub> )	V <sub>2</sub> orientées N-S à N20°
Roches volcaniques	brèches	feldspaths, quartz, carbonates, amphibole, biotite, opaques dans une matrice volcanique	i) qz <sub>I</sub> -op <sub>I</sub> -cb <sub>I</sub> -ab-bi (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> -op <sub>II</sub> -cb <sub>II</sub> -ab-bi (V <sub>2a</sub> ) et qz <sub>II</sub> -sé <sub>II</sub> -op <sub>II</sub> -cb <sub>II</sub> -bi (V <sub>2b</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> -cb <sub>III</sub> ±sé±am <sub>III</sub> ±ab <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>2a</sub> orientées NW-SE; V <sub>2b</sub> orientés N-S à N20° ; V <sub>3</sub> orientées N40° à E-W parfois plissées dextre
	rhyodacites	Feldspaths, amphibole, biotite, opaques dans une matrice quartzo-feldspathique	i) qz <sub>I</sub> -sé <sub>I</sub> -ab <sub>I</sub> -am <sub>I</sub> -op <sub>I</sub> ±cb <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> -sé <sub>II</sub> -ch <sub>II</sub> (V <sub>2b</sub> )	Non observé dans cette lame
	andésites	feldspaths et minéraux ferromagnésien reliés par une mésostase peu abondante	i) ab <sub>I</sub> -am <sub>I</sub> -ch <sub>I</sub> -py <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> -ca <sub>II</sub> -ab <sub>II</sub> -am <sub>II</sub> -ch <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> (V <sub>2b</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> -ca <sub>III</sub> ±ch <sub>III</sub> ±am <sub>III</sub> -py <sub>III</sub> ±ép <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>2</sub> orientés N-S à N20° ; V <sub>3</sub> orientées N40° à E-W recoupant les V <sub>2</sub>
Roches plutoniques	microdiorites albitisés (albites)	microcristaux de plagioclase altéré, amphibole, épidote	i) qz <sub>I</sub> -ca <sub>I</sub> -ab <sub>I</sub> -bi <sub>I</sub> -py <sub>I</sub> -mg <sub>I</sub> (diffuse) ii) qz <sub>II</sub> -sé <sub>II</sub> -ca <sub>II</sub> -bi <sub>II</sub> -py <sub>II</sub> -ch <sub>II</sub> (V <sub>2</sub> ) iii) qz <sub>III</sub> -sé <sub>III</sub> -ab <sub>III</sub> -am <sub>III</sub> ±py <sub>III</sub> ±au <sub>III</sub> (V <sub>3</sub> )	V <sub>3</sub> orientées N40° à E-W
	Granodiorites	quartz et feldspaths associés à quelques biotite, muscovite et amphibole	i) qz <sub>I</sub> -se <sub>I</sub> -ca <sub>I</sub> -ab <sub>I</sub> -af <sub>I</sub> -py <sub>I</sub> (diffuse)	Non observé dans cette lame

**Tableau 6 :** Récapitulatif des différentes paragenèses et de leurs localisations dans les formations birimiennes de Frandi-Boboti. ab: albite, am: amphibole, ar: arsénopyrite, au: or, bi: biotite, ca: calcite, ch: chalcoppyrite, he: hématite, mg: magnétite, op: opaque, tm: tourmaline, py: pyrite, qz: quartz, sé: séricite. Les indices I, II, III sont, respectivement en rapport avec les paragenèses I, II, III.



**Figure 5.11 :** (a) Minéralisation stratiforme avec des opaques (Op) disposés suivant la stratification  $S_0$  dans les pélites, affectées par des failles normales (F) et légèrement plissées. (b) En lumière réfléchie, les opaques sont constitués essentiellement de pyrite (Py), pyrrhotite (Pt) et magnétite (Mg). (c) Pipe de tourmaline (TP) associée à la phase d'extension ante- $D_1$  recoupant les conglomérats tourmalinisés (TC) de l'unité inférieure et postérieurement traversée par des veines de quartz  $V_{2c}$ . (d) Charnière de pli  $P_{2b}$  montrant un stockwerk constitué par un réseau de veines anastomosées de nature quartzo-carbonatée. (e) Pyrite altérée (Pa) contenant des inclusions d'or (observation au microscope à réflexion en lumière polarisée). Ca : calcite ; F : faille ; Fp : feldspath ; Ga : gangue ; Qz : quartz ; Se : séricite ; Tm : tourmaline.

Il est aussi possible que le bore forme des complexes facilitant le transport des métaux d'intérêt économique. Pour [Slack \(1982\)](#), les séries de solutions solides de schorlo-dravite sont fréquentes dans plusieurs minéralisations sous-marines exhalatives et les dravites riches en Mg sont associées aux dépôts de sulfures massifs. Pour [Plimer \(1986\)](#), les fluides à bore et métal proviennent du lessivage d'une épaisse pile de sédiments argileux par les liquides de convection du refroidissement des volcans dans un fort gradient thermique régional. Le système de convection hydrothermal est associée à un gradient géothermique élevé durant sa phase la plus intense, il produit des gisements d'or et Pb-Zn associés à des formations ferrières et à de la tourmalinite.

### 3.2- La seconde paragenèse

La seconde paragenèse constitue un stockwerk formé de veines silico-carbonatées et sulfurées, orientées essentiellement NNW à NNE. Ce stockwerk s'exprime par des fentes de tension et des veines ( $V_2$ ), bien représentées dans les sédiments du groupe inférieur (grès, pélites, quartzites), les roches volcaniques et hypovolcaniques, ainsi que les zones de cisaillement et les charnières de plis  $P_2$  ([figures 5.5f, 5.11d](#)). Les veines sont rectilignes, sigmoïdes, "en échelon" ou parfois plissées. Les sulfures associés à l'or sont essentiellement constitués de pyrite avec des traces de chalcopryrite, arsénopyrite et pyrrhotite. Ils sont associés à la magnétite et à de rares traces d'hématite. L'or est en fines particules (10 à 30  $\mu\text{m}$ ) inclus dans la pyrite ou libre dans les veines ([figures 5.7a,c](#)). La minéralisation aurifère est essentiellement rencontrée dans les grès tourmalinisés, pélites, quartzites, andésites et parfois dans les grauweekes et rhyodacites. Les grès grossiers à ciment pélitiques et les conglomérats tourmalinisés sont faiblement minéralisés avec une quasi-absence de stockwerks silico-carbonatés et de sulfures. Les carbonates sont également pauvres en sulfures, ils contiennent quelques grains disséminés de pyrite, chalcopryrite ([figures 5.6a,b](#)). Les granodiorites renferment quelques oxydes (magnétite et hématite) provenant de l'altération des minéraux ferromagnésiens. Une forte concentration de sulfures (pyrite, pyrrhotite essentiellement) et d'oxydes (magnétite) est cependant notée dans les veines  $V_{2b}$  (à quartz, chlorite, carbonate), situées dans les métasédiments au contact de la granodiorite ([figures 5.10d,e](#)).

Cette seconde phase hydrothermale à stockwerk silico-carbonaté et sulfuré, est en relation avec l'événement tectono-magmatique  $D_2$ . Ce stockwerk montre un dépôt de sulfures lorsqu'il recoupe les grès tourmalinisés (à grains fins) et les pélites à grains fins ([figure 5.4e](#)). Par contre, il devient pauvre voire sans sulfures lorsqu'il traverse les faciès poreux à grains grossiers tels que les conglomérats tourmalinisés et les niveaux turbiditiques à grains grossiers

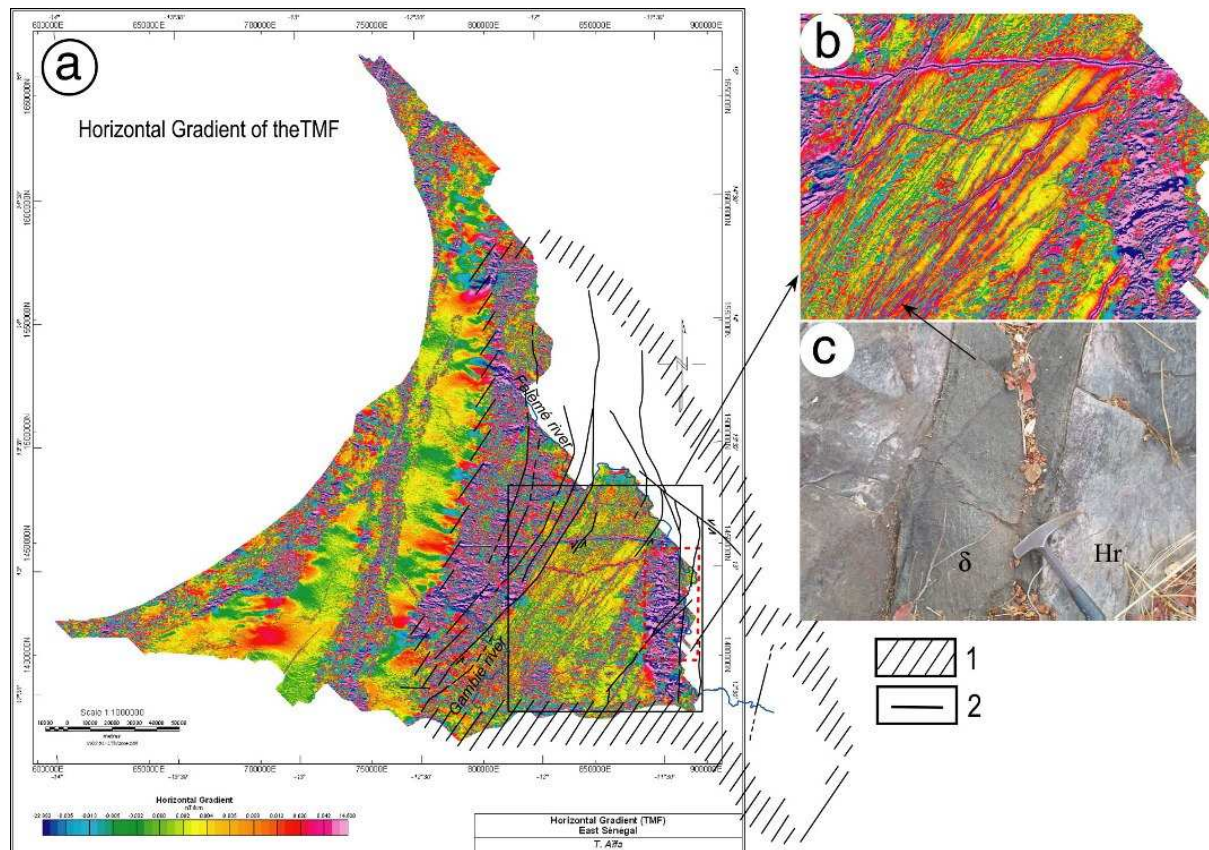


des pélites (figures 5.4a,e). Les veines  $V_2$  liées à ce stockwerk concentrent la minéralisation à l'endroit où elles recoupent les faciès à granulométrie fine comme les pélites, les grès tourmalinisés, etc. En effet, dans les niveaux à grains grossiers ou très poreux comme les conglomérats tourmalinisés ou les turbidites et les grès grossiers, la minéralisation ne se dépose pas. Elle diffuse et précipite latéralement sous forme de strates à l'interface entre le faciès grossier et le faciès fin (figures 5.4a,e), ce qui explique les faibles teneurs en or enregistrées dans les faciès grossiers (Ndong, 2007; Dia, 2009).

Cette distribution de la minéralisation peut s'expliquer par la diffusion latérale et la concentration stratiforme de la minéralisation à la limite entre faciès de granulométrie et de porosité différentes d'une part, et à sa concentration dans des veines ( $V_2$ ) lorsque celles-ci recoupent les faciès fins d'autre part. Ainsi, la minéralisation stratiforme peut en partie résulter des fluides hydrothermaux liés aux événements tardi-magmatiques  $D_2$ , qui diffuseraient latéralement dans les endroits où les veines  $V_2$  traversent les lithologies poreuses à grains grossiers (figure 5.4e).

Le fait que la minéralisation aurifère intervienne dans les veines silico-carbonatées, en relation avec les zones de cisaillement autour des intrusions de granitoïdes, indique qu'une activité hydrothermale post-magmatique associée à la tectonique, aurait exercé un contrôle majeur dans le processus de cette seconde phase de minéralisation. En effet, la granodiorite syn-tectonique de Fandi-Boboti, mise en place autour de  $2008 \pm 16$  Ma (Ndiaye et al., 1997), serait contemporaine de la phase transpressive ( $D_{2b}$ ) de l'événement  $D_2$  (Dabo et Aïfa., 2010). Elle recoupe les veines  $V_{2a}$  associées au début du stade de déformation  $D_{2b}$  et est recoupée et décalée en senestre par les failles orientées NW, en rapport avec la fin du stade  $D_{2b}$  (figure 5.10f). Les conditions thermiques liées à la déformation éburnéenne  $D_2$  et à la mise en place des granites sont estimées à partir de  $300^\circ\text{C}$  jusqu'à plus de  $700^\circ\text{C}$  (cf. chapitre 4). Ces conditions thermiques sont plus importantes dans les zones de cisaillement que dans les blocs rocheux qu'ils encadrent et seraient donc favorables à la genèse de l'or dans ces formations (Gibert et al., 1998).

La plupart de nos observations (abondance de veines  $V_{2b}$  souvent sulfurées et  $\pm$  aurifère) supposent que la minéralisation principale proviendrait des sulfures liés à l'événement tecto-magmatique  $D_2$  et/ou probablement sa remobilisation durant l'événement tectono-magmatique post-birimien en relation avec la mise en place vers 1200 Ma des filons doléritiques (Bassot, 1986) le long de zones de faiblesse orientées  $N20^\circ-30^\circ$  (figure 5.12).



**Figure 5.12 :** (a) Image du gradient du champ magnétique total de la partie sénégalaise de la BKK, montrant l'essai filonien doléritique recoupant postérieurement les formations birimiennes. Le rectangle en tirets rouges représente le secteur d'étude. (b) détails de la zone NE montrant l'essai filonien mis en place le long des failles N20°-30°. (c) Image d'un filon de dolérite (Dy) recoupant les sédiments carbonatés (Hr). 1 : limites de la BKK, 2 : failles majeures.

En effet, cette importante activité magmatique post-birimien a dû jouer un rôle essentiel dans la remobilisation des minéralisations aurifères dans les formations birimiennes de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba.

### 3.3- La troisième paragenèse

La troisième paragenèse est essentiellement localisée dans les veines tardives orientées N45°-110°, montrant parfois un cisaillement dextre (figures 5.5d,e ; 5.6e ; 5.7d,f ; 5.8d). Dans les microdirites albitisées, quartzites et grès tourmalinisés, on trouve localement des veines de quartz souvent orientées N45°-80° avec des traces de sulfures (pyrite essentiellement) contenant de l'or (figures 5.7b ; 5.11e). Cette troisième paragenèse serait contrôlée par l'événement tectonomagmatique D<sub>3</sub> qui marque la fin de l'orogénèse éburnéenne dans la région (figure 5.7b). Les venues rhyodacitiques seraient probablement associées à cette phase tectonique.

## V- CONCLUSION SUR LA MINÉRALISATION

Les minéralisations aurifères du bassin de Frandi-Boboti peuvent être corrélées aux type 1 (stratiforme tourmalinisé ante-D<sub>2</sub>), type 4 (syn à tardi-D<sub>2</sub> à stockwerk dans des veines tectoniques) et type 5 (tard-D<sub>3</sub> à veines de quartz aurifère) dans la nomenclature de [Milési et al. \(1992\)](#). Elles montrent des caractéristiques proches de celles décrites à Loulo et Yaléa au Mali ([Dommanget et al., 1993](#)), Sabodala dans le Supergroupe de Mako ([Sylla et Ngom, 1997](#)), Aboisso en Côte d'Ivoire ([Kadio et al., 2009](#)) et au Burkina Faso ([Béziat et al., 2008](#)). Elles sont polymorphes avec une phase à sulfures disséminées et stratiforme ante-D<sub>1</sub>, deux phases syn- à tardi-tectoniques D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub> contrôlée par un stockwerk silico-carbonaté sulfuré. Les minéralisations D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> sont de type orogénique, essentiellement contrôlées par la tectonique éburnéenne et son cortège magmatique.

La première phase intervient avant la mise en place du volcanisme calco-alkalin ( $\sim 2070 \pm 10$  Ma, [Milési et al., 1989](#)), après le dépôt des sédiments de l'unité inférieure (pélites, grès, conglomérats tourmalinisés, carbonates, etc.). Cette phase serait responsable de la minéralisation diffuse et stratiforme (disséminée) dans les sédiments de l'unité inférieure.

La seconde phase de minéralisation serait essentiellement liée à l'hydrothermalisme accompagnant l'événement tectono-magmatique D<sub>2</sub>. La granodiorite de Boboti jouerait un rôle majeur dans la distribution de cette minéralisation.

La phase D<sub>3</sub> est liée à l'hydrothermalisme tardif de l'événement thermo-tectonique D<sub>3</sub>, qui aurait participé à une concentration de la minéralisation dans des veines essentiellement de quartz orientées N40°-80°. L'essaim filonien doléritique post-birimien participerait à une reconcentration des minéralisations aurifères le long des structures orientées N20°-30°.





**CHAPITRE VI :**

**CONCLUSION GÉNÉRALE ET  
PERSPECTIVES**



## **CHAPITRE VI : CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVE**

### **I- CONCLUSION GÉNÉRALE**

Les données obtenues montrent que les formations birimiennes du secteur de Fandi-Boboti sont affectées par une tectonique éburnéenne polyphasée, associée à des minéralisations (notamment aurifères) sous des conditions thermiques variables.

L'étude lithologique et les coupes géologiques réalisées donnent une idée globale de la distribution des roches et des structures (tectoniques, sédimentaires et magmatiques) dans le secteur étudié (figures 2.1 ; 5.13). La répartition des roches se traduit par des alternances latérales, des superpositions, voire des intrusions entre les différents faciès pétrographiques (sédimentaires et magmatiques). Les pélites seraient probablement à la base de la séquence sédimentaire, reposant sur un socle birimien précoce (figure 5.13). Elles alternent avec des grès et quartzites tourmalinisés dans une succession rappelant une séquence turbiditique. Les grès et quartzites sont surmontés par des grauweekes et conglomérats (figures 2.1 ; 5.14f). Les roches carbonatées seraient postérieures à ses sédiments détritiques à tendances turbiditiques. Elles montrent souvent des éléments provenant de ces faciès (figures 2.3b ; 2.8d).

Ces dépôts sédimentaires seraient contemporains d'un volcanisme précoce. Des reliques volcaniques montrant des structures assimilables à des "pillow-lavas" sont observées dans ces formations sédimentaires de base (figures 2.4c). Ils sont interprétés comme des témoins d'un volcanisme précoce, intervenant en même temps que la sédimentation. La sédimentation a lieu dans un bassin tectoniquement installé occasionnant des structures de déformation syn-sédimentaires (faille, slump, stratification turbiditique).

Les brèches carbonatées présentent deux faciès : (i) les brèches volcano-sédimentaires formées par un mélange entre roches volcaniques et les roches carbonatées; (i) les brèches sédimentaires (cargneules) constituées essentiellement de galets hétérogènes à dominante carbonatée. Elles reposent en discordance sur les pélites et les carbonates.

Il est probable qu'un second dépôt de grès et quartzites tourmalinisés intervient après la bréchification. En effet, les grès et quartzites tourmalinisés de Foukhola et Sancéla sont moins déformés que ceux rencontrés au Nord (entre Médina et Frandi) avec uniquement des structures tectoniques dextres (figure 2.2e), symptomatiques de la déformation tardive (D<sub>3</sub>).

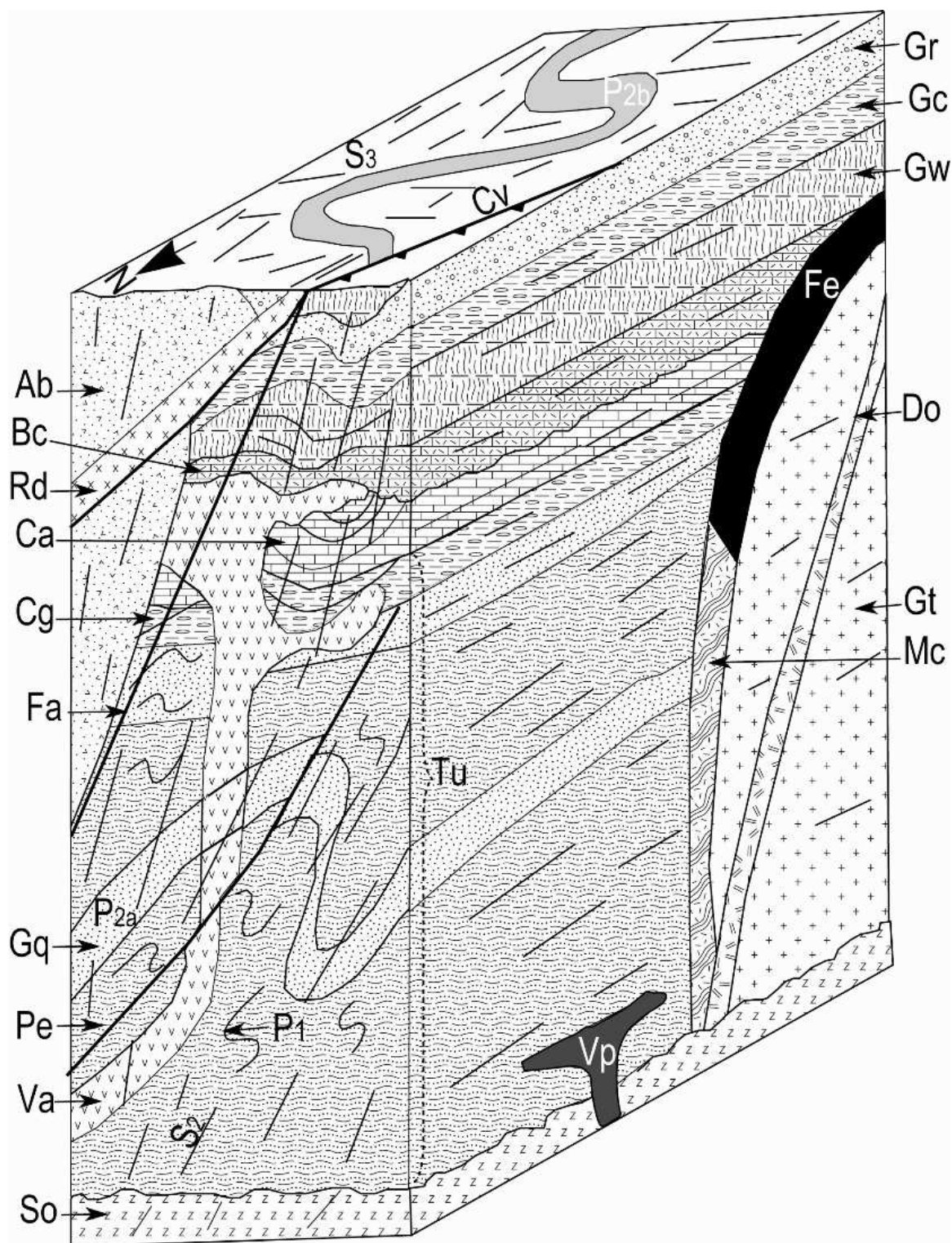
Par ailleurs, les sédiments constituent, dans la plupart des cas, l'encaissant des roches magmatiques. Les granodiorites seraient postérieurs aux andésites qu'elles recoupent (figure 2.4b). D'une manière générale, les andésites et les diorites albitisées montrent des structures de déformation D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>. Des filons de roche basique (dolérite) sont intrusifs le long des

failles orientées NS à NEE-SSW, associées à la déformation D<sub>2</sub> ou D<sub>3</sub>. Ils sont peu ou pas déformés et présentent essentiellement des structures cassantes à semi-ductiles. Il s'agirait de matériel volcanique tardif, probablement post-birimien.

L'ensemble de base serait affecté par une première phase de déformation éburnéenne D<sub>1</sub>, marqué par un raccourcissement NNW-SSE et/ou à la mise en place d'intrusions plutoniques. Elle est responsable de la schistosité S<sub>1</sub> et des plis P<sub>1</sub>, observés uniquement dans les roches de l'unité inférieure. Les plis P<sub>1</sub> sont rarement exprimés sur le terrain, ils apparaissent localement dans les flancs de plis P<sub>2</sub>, et montrent une géométrie fortement influencée par les déformations postérieures. Ils sont souvent déversés vers le SE avec des flancs étirés et/ou boudinés. La schistosité S<sub>1</sub> souvent transposée à la stratification S<sub>0</sub>, présente en général une direction ~N90° et des pendages sub-verticaux (figure 5.14b). L'origine de la déformation D<sub>1</sub> est largement discutée (Feybesse et al., 1989 ; Vidal et al., 2010). Toutefois dans le secteur, cette déformation semble antérieure à la mise en place des granitoïdes du Supergroupe de Dialé Daléma datés à 2079 ± 2 Ma (Hirdes et Davis, 2002) et qui seraient syn-tectoniques de la déformation éburnéenne D<sub>2</sub>.

La phase de déformation éburnéenne D<sub>1</sub> serait suivie d'une extension EW accompagnée d'émissions volcano-plutonique (andésites, brèches, diorites, etc.) (figure 5.14c). Après l'extension, intervient la phase de déformation éburnéenne D<sub>2</sub> (figure 5.14d). Cette phase de déformation majeure est d'abord compressive (D<sub>2a</sub>), puis transpressive (D<sub>2b</sub>). Elle est soulignée par une schistosité (foliation) S<sub>2</sub>, qui est plan axial de plis droits à déjetés à axe subhorizontal P<sub>2a</sub> et de plis à axe sub-vertical P<sub>2b</sub> (figures 5.13 ; 5.14d). La schistosité S<sub>2</sub> est orientée N0°-20° parfois N140° avec des pendages sub-verticaux. Elle se traduit en une véritable foliation mylonitique au cœur des bandes de cisaillement avec une forte recristallisation de minéraux et des structures C/S senestres.





**Figure 5.13 :** Colonne lithostructurale schématique du secteur étudié. Ab : diorite albitique, Bc : brèche carbonatée, Ca : carbonate, Cg : conglomérat, Cv : chevauchement, Do : filon de dolérite, Fa : faille, Fe : fer de la Falémé, Gc : grès conglomératique, Gq : grès et quartzite, Gr : grès, Gt : granitoïde, Gw : grauwacke, Mc : micaschiste, Pe : pélite, Rd : rhyolite et rhyodacite, So : socle, Tu : unité inférieure turbiditique, Va : volcanisme calco-alcalin, Vp : volcanisme précoce.

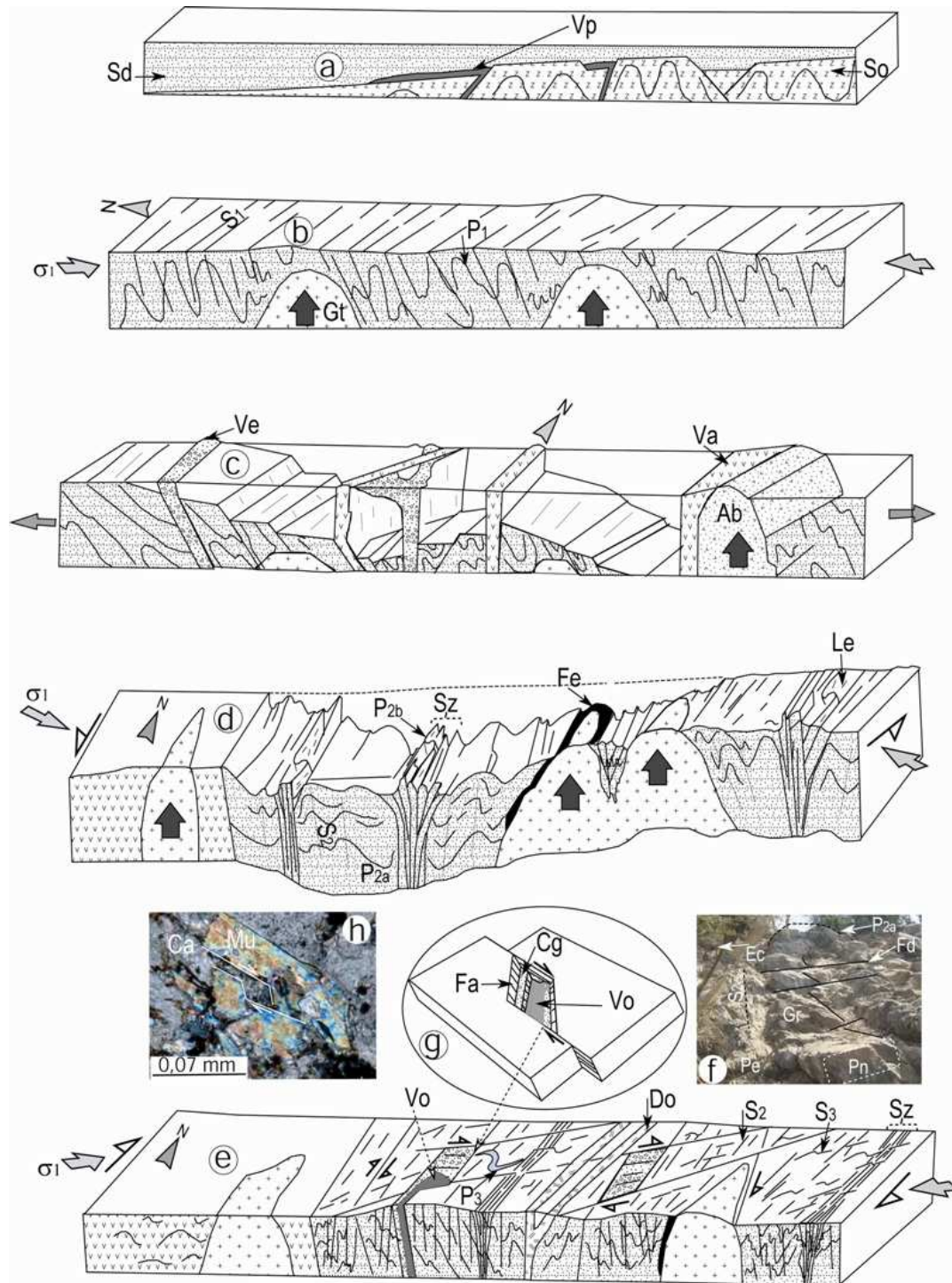
La phase D<sub>2</sub> se termine par des chevauchements en plats et en rampes bien exprimés dans les secteurs de Madina, Kolia, Moussala et Boboti (figures 3.28e,d ; 4.1 ; 5.14d). Les chevauchements observés sont associés à des critères de mouvement indiquant un déplacement du ESE vers WNW (figure 3.28f). Ils sont localement associés à des failles inverses à vergence opposée. L'architecture générale de ces failles évoque un modèle de "structure en fleur positive" (figures 3.29a ; 5.14d). La phase de déformation éburnéenne D<sub>2</sub> est associée à la mise en place des massifs syn-tectoniques (figure 5.10f) correspondant au granitoïde de Boboti. Ces roches magmatiques montrent des fabriques planaires et une déformation intracristalline symptomatique de la phase de déformation éburnéenne D<sub>2</sub>. Les différents corps magmatiques, qui se sont mis en place le long des zones de faiblesse orientées NS, liées à la phase extensive, ont été réactivées sous forme de zones de cisaillement durant cette phase D<sub>2</sub>.

La plupart des fabriques minérales sont en relation avec la schistosité majeure S<sub>2</sub>.

L'analyse de la déformation finie à partir des fabriques des cristaux de roches, montre en général un aplatissement triaxial. Celui-ci est localement combiné à une déformation finie en constriction parfois proche de la déformation plane dans les zones de chevauchement. Dans les zones de cisaillement, les comportements de l'ellipsoïde de la déformation finie et de la linéation d'étirement sont en rapport avec une déformation à dominante de cisaillement simple. Par contre en dehors des zones de cisaillement, ces structures sont symptomatiques d'une déformation à compression dominante (figure 3.29b).

La phase finale de déformation (D<sub>3</sub>) est une transtension dextre, associée à l'ouverture de microbasins en "pull-apart" (figures 5.14e,f,g,h). Les ouvertures sont associées à la mise en place de volcanites (rhyodacites, rhyolites) et au dépôt de sédiments détritiques (grès, conglomérat et grauweekes parfois tourmalinisés). La phase de déformation D<sub>3</sub> réactive les structures antérieures, notamment celles de la déformation éburnéenne D<sub>2</sub>. Elle est plus discrète que la phase de déformation D<sub>2</sub> et se manifeste le long des bandes de cisaillement orientées SW-NE et NW-SE. Les structures de la déformation D<sub>3</sub> sont caractérisées par une schistosité de fracture et/ou de flux de directions comprises entre N45° et N110° avec des pendages variables généralement dirigés vers le SE, SW et Sud. La schistosité est associée à un plissement marqué par des plis dissymétriques en forme de "Z".

Cette phase se terminerait ou serait réactivée au cours de la mise en place d'un essaim filonien le long des failles orientées ENE-SWS, recoupant le Supergroupe de Dialé-Daléma et ses granitoïdes (figures 5.12a,b,c).



**Figure 5.14** : Modèle schématique de l'évolution géodynamique du secteur étudié. (a) sédimentation, volcanisme et tourmalinisation précoces. (b) Déformation éburnéenne  $D_1$  associée à une schistosité  $S_1$  et de plis  $P_1$ . (c) Phase d'extension post- $D_1$  avec sédimentation et mise en place roches volcano-plutoniques. (d) Déformation éburnéenne  $D_2$  avec des intrusions plutoniques et des zones de cisaillement ("Sz"). (e) Déformation éburnéenne  $D_3$  avec ouverture de microbassins en "pull-apart" et mise en place de formations volcaniques et sédimentaires. (f) Plis  $P_{2a}$  affectés par des failles normales décrochantes dextre dans les grès (Gr) et pélites (Pe). (g) Modèle schématique de bassin en pull-apart montrant des failles normales (Fa) et des décrochements dextre associés à des dépôts conglomératiques (Cg) et des venues magmatiques (Vo). (h) "Micas fish" (Mu) montrant une micro-extension en pull-apart associée à un cisaillement dextre (observation plan XZ). Ab : diorite albitique, Ca : calcite, Cg : conglomérat, Gr : grès, Do : filon de dolérite, Ec : échelle, Fd : faille décrochante, Fe : fer de la Falémé, Gt : granitoïde, Mc : micaschiste, Pe : pélite, Pn : plan faille normale, So : socle, Sd : sédiment, Va : volcanisme calco-alcalin, Vp : volcanisme précoce.

En effet, ces filons de dolérite, datés vers 1200 Ma (Bassot et al., 1986), sont affectés par un cisaillement dextre probablement liée à la phase D<sub>3</sub> ou à une autre phase de déformation postérieure ayant les mêmes caractéristiques structurales.

L'analyse des contraintes de la déformation éburnéenne dans le secteur d'étude montre que la direction de la contrainte principale de déformation ( $\sigma_1$ ) varie considérablement durant l'évolution de la déformation éburnéenne entre les phases de déformations D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>. Elle passe successivement de la direction NNW-SSE, WNW-ESE et ENE-WSW traduisant une rotation senestre de la contrainte principale de déformation ( $\sigma_1$ ) au cours de l'événement éburnéen dans le secteur d'étude.

L'analyse de la déformation intracrystalline dans les zones de cisaillement révèle deux stades de déformation intracrystalline : solide et sub-solidus. La déformation intracrystalline au stade solide est probablement liée à la phase de tectonique éburnéenne D<sub>3</sub> au regard des nombreux critères de cisaillement dextres associées à ces microstructures. La déformation sub-solidus est plus précoce, elle interviendrait pendant la mise en place des corps magmatiques intrusifs (granodiorites) durant la phase de tectonique éburnéenne D<sub>2</sub>, sous des conditions de haute température. Contrairement aux zones de cisaillement, les microstructures de déformation intracrystalline des échantillons prélevés hors des zones de cisaillement ne montrent pas clairement les preuves d'une superposition de déformation. Les structures intracrystallines identifiées sont en rapport avec des conditions thermiques de métamorphisme faibles, préservant ainsi localement des structures franchement sédimentaires.

La minéralisation aurifère est polymorphe avec trois phases : (i) une phase à sulfures disséminées et stratiforme ante-D<sub>1</sub>, (ii) une phase syn- à tardi-D<sub>2</sub> contrôlée par des stockwerks silico-carbonatés (iii) et une phase tardi-D<sub>3</sub> dans des stockwerks siliceux sulfurés empruntant les structures D<sub>3</sub>. Les minéralisations D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub> sont de type orogénique, essentiellement contrôlées par la tectonique éburnéenne et son cortège magmatique.

Le fait que la plupart des indices de minéralisations aurifères observées soient disposées le long de structures orientées ~N20°-30° (veines V<sub>2</sub>), suppose qu'en dehors de la phase tectono-magmatique D<sub>2</sub>, l'événement post-birimien en relation avec la mise en place des filons doléritiques vers 1200 Ma (Bassot et al., 1986), jouerait un rôle important dans la redistribution des minéralisations aurifères.



## **II- PERSPECTIVES**

Pour mieux contraindre le modèle géodynamique proposé, il serait important d'avoir une idée précise sur l'âge des différentes formations sédimentaires et magmatiques ainsi que leur nature géochimique. Des analyses géochimiques à la microsonde permettront de mieux préciser la nature des différentes minéralisations associées à ces formations géologiques. Les structures profondes devraient être cartographiées et caractérisées grâce à la géophysique. Une analyse et interprétation des données géophysique est en cours.



# **RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**





## Références bibliographiques

- Abouchami V., Boher M., Michard A., Albarède F.N.T., 1990. A Major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Geophys. Res. Lett.*, 95, 17605-17629.
- Affaton P., 1975. Etude géologique et structurale du Nord -Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud est de la Haute Volta. Thèse Doct. Spéc., 1973, Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, B, n° 10, 201 p.
- Bard J.P., 1974. Remarques à propos de l'évolution géotectonique du Craton Ouest africain en Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 278, D, 2405-2408.
- Barrère J., 1967. Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la magmatisation. Thèse Doct. État Univ. Clermont Ferrand, et Mém. Bur. Rech. Min., Paris, n° 42, 275 p.
- Bassot J.P., Bonhomme M., Roques M., Vachette M., 1963. Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (5), 159-165.
- Bassot J.P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. *Mém. B.R.G. M.*, 40, 1-332.
- Bassot J.P., 1987. Le complexe volcano-plutonique calco-alkalin de la rivière Daléma (Est Sénégal) : discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogénie éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *J. Afr. Earth Sci.*, 6 (1), 109-115.
- Bassot J.P., 1997. Albitisations dans le Paléoprotérozoïque de l'Est Sénégal : relations avec les minéralisations ferrifères de la rive gauche de la Falémé. *J. Afr. Earth Sci.*, 25 (3), 353-367.
- Bassot J.P., Caen-Vachette M., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal. Implication sur l'histoire géologique du Birimien dans cette région. In Klerkx J. and Michot J. (Eds), *Géologie Africaine*, Tervuren, Belgique, 191-209.
- Bassot J.P., Cantagrel J.M., Jamond C., 1986. Les nouvelles données géochronologique sur les dolérites et gabbros de l'Est Sénégal et de la Guinée Bissau: réflexion sur l'âge de la mise en place et la répartition du magmatisme tholéitique "continental" à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. *Garcia de costa, Série de Geologia*, vol. 9, n° 1 et 2, 1-14 p.
- Bassot J.P., Dommanget A., 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins sénégal-maliens. *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 302, 1101-1106.

- Beckinsale R.D., Gal N.H., Pankhurs R.J., Macfarlane A., Crow M.J., Arthurs J.W., Wilkinson A.F., 1980. Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron ages for the archean basement of Sierra Leone. *Precamb. Res.*, 13, 63-73.
- Behrmann J.H, Mainprice D., 1987. Deformation mechanisms in a high-temperature quartz-feldspar mylonite: evidence for super plastic flow in the lower continental crust. *Tectonics*, 140, 297-305.
- Bertrand J.M., Dia A., Dioh E., Bassot J.P., 1989. Réflexions sur la structure interne du Craton Ouest africain au Sénégal oriental et confins guinéo-maliens. *C.R. Geoscience*, Paris, 309, série II, 751-756.
- Bertrand J.M., Caby R., 1977. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the hopper shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch*, 67, (2), 357-388.
- Bertrand Sarfati J., 1972. Stromatoloithes columnaires de certaines formations carbonatées du Précambrien supérieur du bassin congolais (Bushimay, Lindien, Ouest congolien). *Ann. Mus. Roy. Afr. Centr., Sci. Géol.*, 74, 45 p.
- Béziat D., Dubois M., Debat P., Nikiéma S., Salvi S., Tollon F., 2008. Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, 50, 215-233.
- Blot A., 1980. L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 114, 434 p.
- Blumenfeld P., Bouchez J. L., 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid-states. *J. Struct. Geol.*, 10, 361-372.
- Boher M., Abouchami V., Michard A., Albarède F.N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, 97, 345-369.
- Boudzoumou F., Vandamme D., Affaton P., Gattacceca J., (sous presse). Neoproterozoic paleomagnetic poles in the Taoudeni basin (West Africa). *C. R. Geoscience*.
- Boullier A.M., Bouchez J.L., 1978. Le quartz en roulant dans la mylonite. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 20, 253-262.
- Boyer S.E., Elliott D., 1982. Thrust Systems. *Bull., Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 66, n° 9, 1196-1230.
- Caby R., 1970. La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central Algérie) ; sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse Doct. État Univ. Montpellier, France, 336 p.
- Caby R., 1978. Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur: leur collision dans la chaîne pan-africaine du Mali. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 20, 857-861.

- Caby R., Delor C., Agoh O., 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire): rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. *J. Afr. Earth Sci.*, 30, n° 2, 351-374.
- Compagnie Générale de Géophysique, 1962. Etude magnétique et radiométrique aéroportée (région de Kédougou, République du Sénégal. Direction des Mines et de la Géologie, Mission 6109, 88 p.
- Cagnard F., Durrieu N., Gapais D., Brun J.P., Ehlers C., 2006. Crustal thickening and lateral flow during compression of hot lithospheres, with particular reference to Precambrian times. *Terra Nova*, 18, 72-78.
- Calvez J.Y., Feybesse J.L., Ledru P., Milési J.P., 1990. Géochronologie du Protérozoïque inférieur du Craton Ouest africain (méthode d'évaporation directe de zircons isolés). 13<sup>ème</sup> R.S.T., Grenoble, Abstr., 26 p.
- Camil J., Tempier P., Caen-Vachette M., 1984. Schéma pétrographique, structurale et chronologique des formations archéennes de la région de Man (Côte d'Ivoire). Leur rôle dans la cratonisation de l'Ouest africain. *Géol. Afr.*, 1-10.
- Castelain J., 1965. Aperçu stratigraphique et micropaléontologique du bassin du Sénégal occidental. Historique de la découverte paléontologique. In : "Colloque International de Micropaléontologie" (Dakar). *Mém. BRGM*, 32, 135-159.
- Cesbron F., Koskevitch A., Picot P., 1984. Résultats d'étude d'échantillons du gisement de Loulo (Mali). *BRGM unpub. Rapport 84 SGN 211 MGA*, 23 p.
- Chiron J.C., 1964. Etude géologique du pays Bassaris. *Rapp. Bur. Rech. Géol. Min., Dak.*, n° 64, A 17, 110 p.
- Chouchroune P., 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les "zones abritées" ("Pressure shadows"). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 13 n° 3-4, 257-271.
- Clauer N., Caby R., Jeanette D., Trompette R., 1982. Geochronology of metasedimentary precambrian rocks of the West African Craton, *Precamb. Res.*, 18, 53-71.
- Crévola G., Dars R., Le Page A. et Quin J.P., 1974. Découverte de Dévonien plissé fossilifère à Godiovol (Guidimakha, Rép. Isl. de Mauritanie). *C.R. somm. Soc. France*, 33-35.
- Chtocolov L.P, Korj V.V., 1973. Projet de recherches minières Sénégal-soviétiques (Mission Sénégal-Soviétique, contrat n° 2.000). Rapport final sur les travaux de prospection pour la recherche de l'or filonien et alluvionnaire au Sénégal oriental en 1971-73, 278 p.
- Culver S.J., 1991. Early Cambrian foraminifera from West Africa. *Science*, 254, 689-691.

- Culver S.J., 1994. Early Cambrian foraminifera from the southwestern Taoudeni Basin, West Africa. *Journal of Foraminiferal Research*, 24 (3), 191-202.
- Culver S.J., Hunt D., 1991. Lithostratigraphy of the Precambrian-Cambrian boundary sequences in the southwestern Taoudeni Basin, West Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 13 (3/4), 407-413.
- Dabo M., Aïfa T., 2010. Structural Styles and Tectonic evolution of the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, eastern Senegal. *C.R. Geoscience*, 342, 796-805.
- Dabo M., Aïfa T., 2011. Late Eburnean deformation in the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, Sénégal. *J. Afr. Earth Sci.*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2011.02.005.
- Dabo M, Gueye M., Ngom P.M., Ndiagne M., 2008. Orogen-parallel tectonic transport: transpression and strain partitioning in the Mauritanides of Senegal. *Geol. Soc., London, special Publication*, v. 297, 483-497.
- Dallmeyer R.D., Villeneuve M., 1987.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  mineral age record of polyphase tectonothermal evolution in the southern Mauritanides orogen, Southeastern Senegal. *Bulletin of the Geological Society of America*, 98, 602-611.
- Dars R., 1960. Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan Occidental (Afrique de l'Ouest). *Mém. BRGM*, 12, 1962, 387 p.
- Davidson C., Schmid S.M., Hollister L.S., 1994. Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6, 133-142.
- Debat P., Nikiéma S., Mercier A., Lompo M., Béziat D., Bourges F., Roddaz M., Salvu S., Tollon F., Wenmenga U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampilga countries, Burkina Faso). *Precamb. Res.*, 123, 47-65.
- Debat P., Soula J.C., Kubin L., Vidal J.L., 1978. Optical studies of naturel deformation microstructures in feldspar gneiss and pegmatites from Occitania Southern France. *Lithos*, 11, 159-183.
- Deynoux M., 1980. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plateforme stable. *Trav. Lab. Sci. Terre Saint Jérôme, Marseille (France), Série B*, 17, 1-554.
- Dia A., 1988. Caractères et significations des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia (Nord de la Boutonnière de Kédougou). *Un modèle*



- géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 350 p.
- Dia A., Diallo D.P., Dioh E., Ndiaye P.M., Ngom P.M., Gueye M., Dabo M., 2008. Terminologie et nomenclature stratigraphique du socle et bassin sédimentaire sénégalais. Programme d'Appui au Secteur Minier (PASMI). Projet n °3, M.E.M., 105 p.
- Dia A., Van Schmus W.R., Kroner A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, Eastern Senegal, West Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 24 (3), 197-213.
- Dia M.I., 2009. Etude par analyse comparative des contrôles lithologique, structural et hydrothermal de la minéralisation aurifère dans les cibles de Kabetea, Baqata et Kabewest du permis de Bambadji (frontière sénégal-malienne). Unpublished Engineer Memoir, Institute of Earth Sciences, Cheikh Anta Diop University of Dakar, Sénégal, 79 p.
- Dia O., 1984. La chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides face au bassin Protérozoïque supérieur à Dévonien de Taoudéni dans le secteur-clé de Mejeria (Taganet, R.I. Mauritanie) : lithostratigraphie et tectonique : un exemple de tectoniques tangentielles superposées. Thèse Doct. État, Aix-Marseille III, France, 516 p.
- Diallo D.P., 1994. Caractérisation d'une portion de croûte d'âge protérozoïque inférieur du Craton Ouest africain : cas de l'encaissant des granitoïdes dans le Supergroupe de Mako (boutonnière de Kédougou) : implications géodynamiques. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 466 p.
- Diallo D.P., Debat P., Rocci G., Dia A., Ngom P.M., Sylla M., 1993. Pétrographie et géochimie des roches métavolcanodétritiques du Protérozoïque inférieur du Sénégal oriental dans le super groupe de Mako (Sénégal, Afrique de l'Ouest) : incidences géotectoniques. Publications Occasionnelles CIFEG, Paris, 23, 11-15.
- Diallo D.P., 2001. Lithostratigraphie du Supergroupe de Mako (Paléoprotérozoïque du Sénégal oriental). Implications géodynamiques. Bulletin de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire Série A, Tome LI, 1-2, 33-58.
- Dioh E., 1986. Etude des roches magmatiques birimiennes de la région de Sonfara-Laminia Médina Foulbé (Sénégal oriental). Thèse Doct. 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Nancy I (France), 144 p.
- Dioh E., Debat P., Dia A., Pons P., Rocci G., Rollet M., 1990. Caractérisation d'un complexe basique rubané dans les formations birimiennes de la partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou (Sénégal oriental). *C.R. Geoscience*, Paris, 310, série 2, 935-940.

- Dioh E., 1995. Caractérisation, signification et origine des formations birimiennes encaissante du granite de Dioumbalou (Partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou- Kéniéba, Sénégal oriental). Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 446 p.
- Dommanget A., Collart J., 1988. Examen des permis Abougoua et Boundiali (Côte d'Ivoire). BRGM Report, Fr., 88 CIV 016DEX.
- Dommanget A., Milési J.P., Diallo M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit: a polymorph type in the early Proterozoic of Mali (West Africa). *Mineral. Deposita*, 28, 253-263.
- Drot J., Lardeux H., Le page A., 1979. Découverte de Silurien fossilifère dans le parc national du Niokolo Koba (Sénégal). Conséquences paléogéographiques et structurales. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, C, t X, Fasc. 1, 7-30.
- Drot J., Lécorché J.P., 1971. Sur la présence de *Diabolihrynchia hollardi* (Brachiopodes, Rhynchonellida) dans un niveau calcaire de l'Adrar mauritanien, et ses conséquences sur la stratigraphie du Siluro-Dévonien de cette région. *Ann. Univ. Provence, Marseille*, 46, 181-188.
- Dupont P.L., 1983. Les unités volcano-sédimentaires protérozoïques de Termesse et de la Guinguan (Sénégal-Guinée): des reliques océaniques au sein d'une paléosuture panafricaine. *D.E.A. Univ. Nancy*, 35 p.
- Dupont P.L., Villeneuve M., Lapierre H., 1984. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 299, série II, 65-70.
- Eggleton R.A., Buseck P.R., 1980. The orthoclase- microcline inversion: a high resolution TEM study and strainanalysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 7, 123-133.
- Boyer S.E., Elliott D., 1982. Thrust Systems. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* v. 66, n° 9, 1196-1230.
- Feybesse J.L., Milési J.P., Johan V., Dommanget A., Calvez J.Y., Boher M., Abouchami W., 1989. La limite Archéen-Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeur antérieure à l'accident de Sanssandra : l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 309, 1847-1853.
- FitzGerald J.D., Stünitz H., 1993. Dynamic recrystallization in a naturel deformation albite. *Text Microstruct*, 5, 219-237.
- Flinn D., 1962. On folding during tree dimensional progressive deformation. *Geol. Soc. London, Quart, J.* 118, 385-433.
- Gibert F., Pascal M.L., Pichavant M., 1998. Gold solubility an speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold

- (AuSH°) at 350° to 450°C and 500 bars. *Geochemica and Cosmochemica Acta* 62 (17), 2931-2947.
- Gravesteyn J., 1962. Mission Ouassa- Sud Falémé. Rapport de fin de campagne 1961-1962. Report Dak 62-A-3, BRGM, Orléans, France, 64 p.
- Guétat Z., 1981. Etude gravimétrique de la bordure occidentale du Craton Ouest africain. Essai de correlations géologiques. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Montpellier, 176 p.
- Gueye M., Ngom P.M., Diène M., Thiam Y., Siegesmund S., Wemmer K., Pawlig S., 2008. Intrusive rocks tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, 50, 88-110.
- Gueye M., Siegesmund S., Wemmer K., Pawlig S., Drobe M., Nolte N., Layer P., 2007. New evidences for an early Birimian evolution in the West African Craton: An example from the Kédougou-Kéniéba Inlier, Southeast Sénégal. *South African Journal of Geology*, 110, 511-534.
- Hanmer S. K., 1981. Segregation bands in plagioclase: Non-dilational en-echelon quartz veins formed by strain enhanced diffusion. *Tectonophysics*, 79, 53-61.
- Hirdes W., Davis D.W., 2002. U/Pb Geochronology of Paleoproterozoic rocks in the Southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the eburnean province. *Precamb. Res.*, 118, 83-99.
- Hirth G., Tullis J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, 14, 145-159.
- Hubert H., 1917. Géologie du Sénégal et des régions voisines. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 17, 103-108.
- Junner N.R., 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland. Gold Coast (Ghana) Geol. Surv. Bull., n° 11, 40 p.
- Kadio E., Coulibaly Y., Allialy M.E., Koumelan A.N., Pothin K.B.K., 2009. On the occurrence of gold mineralizations in southeastern Ivory Coast. *J. Afr. Earth Sci.*, 57, 423-430.
- Kesse G.O., 1985. Geotraverse of the Birimian Systems in southern Ghana. Geology for development. UNESCO Newsletter, Bull., 4, 7-10.
- Kesse G.O., 1986. The Birimian system in Ghana. CIFEG, Publication occasionelle, n° 10, 85-97.
- Kitson A.E., 1928. Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland, with brief descriptive notes thereon. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, n° 2, 13p.

- Kouamelan A.N., Delor C., Peucat J.J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archaean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise - West African Craton). *Precamb. Res.*, 86, 177-199.
- Krajka D., 2007. Le géant de la sidérurgie s'assure la disposition de mines de fer importantes. *Usine nouvelle.com*, 26 février.
- Lajoinie J.P., Bonifas M., 1961. Les dolérites du Konkouré et leur altération latéritique (Guinée, Afrique Occidentale). *Bull. BRGM*, 2, 1-34.
- Law R.D., Casey M., Knipe R.J., 1986. Kinematic and tectonic significance of microstructures and crystallographic fabrics within quartz mylonite from Assynt and Eriboll regions of the Moine thrust zone, NW Scotland. *Trans R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 77, 99-125.
- Le Métour J., Donzeau M., Lahondere D., Roger J., Marchand J., Guerrot C., Cocherie A., Le Goff E., Deynoux M., Bouamatou M., 2004. Age néo-protérozoïque des dépôts glaciaires du groupe des Jbéliat du bassin de Taoudéni. Premières datations isotopiques des ignimbrites et cinérites supra-tillitiques de la formation de Ould Yénjé, sur la bordure ouest de l'Affolé (Mauritanie). Colloque International Géologique IPGC 485, Nouakchott (Mauritanie).
- Le Page A., 1983. Les grandes unités des Mauritanides, aux confins du Sénégal et de la Mauritanie. L'évolution structurale de la chaîne du Précambrien supérieur au Dévonien. Thèse d'État Aix-Marseille III, France, 518 p.
- Leblanc M., Lancelot J., 1980. Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir des données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.*, 17, 142-155.
- Leblanc M., 1976. A Proterozoic oceanic crust at Bou Azzer. *Nature*, 206, 34-35.
- Ledru P., Milési J.P., Vinchon C., Ankrah P., Johan V., Marcoux E., 1988. Geology of the Birimian series of Ghana. In: *Abstr. Int. Conf. and Workshop on the Geology and Exploration in Ghana and in selected other Precambrian Terrains. 75<sup>th</sup> Anniversary*, Ghana Geol. Surv. Dept. Accra Ghana, 26-27.
- Ledru P., Pons J., Feybesse J. L., Dommanget A., Johan V., Diallo M., Vinchon C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). *Comptes Rendus Académie des Sciences*, Paris, 308, série 2, 117-122.
- Ledru P., Pons J., Milési J.P., Feybesse J.L. Johan V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precamb. Res.*, 50 (4), 139-165.



- Lemoine S., 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Possibilité d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina Faso: similitudes et différences: les linéaments grenville-Ferkessédougou et Grand Cess Niakaramandougou. Thèse d'État Univ. Clermont-Ferrand, France, 389 p.
- Lemoine S., 1982. Le décrochement ductile de Brobo, un linéament éburnéen majeur, son rôle possible dans l'orogène éburnéenne en Côte d'Ivoire. C.R. Acad. Sci., Fr., 295, (2), 601-606.
- Lemoine S., Tempier P., Bassot J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y., Wenmenga U., Touré S., 1985. The Burkinian, an orogenic cycle, precursor of the Eburnean of West Africa. 13th Coll. Afr. Géol., St Andrews, Scotland, CIFEG, n° 3, 27 p.
- Leube A., Hirdes W., Mauer R., Kesse G.O., 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. Precamb. Res., 46, 139-165.
- Liégeois J.P., Claessens W., Camara D., Klerkx J., 1989. The Eburnean orogeny north of Man shield (South Mali): Geology, tectonics and geochronology. In terra abstracts 5<sup>th</sup> meeting of the European Union of Geosciences (EUG. V.), Strasbourg, Fr., 20-23 March, 1, n° 1.
- Liégeois J.P., Glaessens W., Camara D., 1991. Short-lived Eburnean orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb, Rb-Sr geochronology. Precamb. Res., 50, 11-136.
- Lompo M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. J. Afr. Earth Sci., 58, 19-36.
- Lulzac Y., 1975. Rapport de fin de mission Daléma (Sénégal Oriental). Campagne 1974-1975. Report 75, Dak. 11, 36 p.
- Mercier J., Vergely P., 1999. Tectonique. 2<sup>e</sup> Cycle, CAPES- Agrégation. 2<sup>e</sup> éd., Dunold, 206 p.
- Milési J.P., Diallo M., Feybesse J.L., Keita F., Ledru P., Vinchon C., Dommanget A., 1986. Caractérisation lithostructurale de deux ensembles successifs dans les séries birimiennes de la fenêtre de Kédougou (Sénégal-Mali) et du Niandian (Guinée): implications géologiques. Publications Occasionnelles CIFEG, Paris, 10, 113-121.
- Milési J.P., Feybesse J.L., Ledru P., Dommanget A., Quedraogo M.F., Marcoux E., Prost A., Vinchon C., Sylvain J.P., Johan V., Tegye M., Calvez J.Y., Lagny P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. Chronique Recherche Minière, 497, 3-98.

- Milési J.P., Ledru P., Feybesse J.L., Dommanget A., Marcoux E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precamb. Res.*, 58, 305-344.
- Mitra G., 1978. Ductile deformation zones and mylonites: The mechanical processes involved in the deformation of crystalline basement rocks. *American journal of Sciences*, 278, 1057-1084.
- Ndiaye P.M., 1994. Evolution au Paléoprotérozoïque inférieur de la région Est Saraya (Super groupe de Dialé-Dalémé, Sénégal oriental) : tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 372 p.
- Ndiaye P.M., Guillou J.J., 1997. Les tourmalinisations stratiformes à dravite d'origine colloïdale du Paléoprotérozoïque sénégal-malien. *J. Afr. Earth Sci.*, 24 (3), 215-226.
- Ndiaye P.M., Vialette Y., Diallo D.P., Ngom P.M., Sylla M., Wade S., Dioh E., 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du Supergroupe de Dialé-Daléma (Sénégal oriental): implications pétrogénétiques et géodynamiques. *J. Afr. Earth Sci.*, 25, 193-208.
- Ndong P.A.B., 2007. Étude géologique et géochimique du secteur de Daorala (permis de Daorala-Boto). Mémoire d'Ingénieur de conception, Institut des Sciences de la Terre, Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 89 p.
- Ngom P.M., 1995. Caractérisation de la croûte birimienne dans les parties centrale et méridionale du Supergroupe de Mako. Implications géochimiques et pétrogénétiques. Thèse Doct. État Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, 243 p.
- Ngom P.M., Teixeira W., Cordani U.G., 2010. Sr and Nd isotopic geochemistry of the early ultramafic-mafic rocks of the Mako bimodal volcanic belt of the Kedougou-Kenieba inlier (Senegal). *Arab J. Geosci.*, 3, 49-57.
- Ouedraogo M.F., 1987. Cartographie minérale et implications métallogéniques au Burkina-Faso. Thèse Doct. 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Orléans, Fr., 234 p.
- Ouedraogo M.F., Prost A.E., 1986. Mise en évidence des relations entre schistosités et plissements dans la ceinture volcanique birimienne de Yako-Batié (Burkina Faso). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 303 (2), n° 19, 1713-1718.
- Pitra P., Kouamelan A.N., Ballèvre M., Peucat J.J., 2010. Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *J. Metamorphic Geol.*, 28, 41-50.
- Plimer I.R., 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineralium Deposita*, 21, 263-270.

- Pons J., Barbey P., Dupuis D., Léger J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precamb. Res.*, 70, 281-301.
- Pons J., Oudin C., Valéro J., 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the lower Proterozoic Saraya batholith (eastern Senegal). *Geol. Rundsch.*, 82 (2), 473-486.
- Ponsard J.F., 1985. La marge du Craton Ouest africain du Sénégal à la Sierra Léonne: interprétation géophysique de la chaîne panafricaine et des bassins du protérozoïque à l'actuel. *Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille (B) n° 25*, 198 p.
- Pouclet A., Vidal M., Delor C., Simeon Y., Alric G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases vocano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167 (4), 529-541.
- Pryer L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *J. Struct. Geol.*, 15, 21-36.
- Pryer L.L., Robin P.Y.E., 1995. Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and origin of flame perthite. *J. Metam. Geol.*, 13, 645-658.
- Ramsay J.G., 1969. *Folding and Fracturing of rocks*. Mac Graw-Hill Book Company, New York, 568 p.
- Ramsay J.G., Huber M.I., 1983. *Modern structural geology*, vol. 1: Strain Analysis, Academic Press, London, 307 p.
- Ramsay, J.G. and Huber M.I., 1987. *Modern structural geology*, vol. 2: Folds and fractures, Academic Press, London, 700 p.
- Randgold Resources., 2008. Bambadji map at 1: 50.000, Sénégal.
- Ritz M., Dia A., Niang M.F.K., 1993. Etude structurale par la méthode audio-magnétotellurique des complexes du Protérozoïque inférieur au Sénégal oriental. *J. Afr. Earth Sci.*, 17 (2), 225-232.
- Rocci G., 1965. Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. *Sci. de la Terre*, 10, 3-4, 461 p.
- Schwartz M.O., Melcher F., 2004. The Falémé iron district, Sénégal. *Economic Geology*, 99 (5), 917-939.
- Simpson C., 1985. Deformation of granite rocks across the brittle-ductile transition. *J. Strat. Geol.*, 7, 503-511.

- Simpson C., Wintsch R.P., 1986. Evidence for deformation-induced K-feldspars replacement by myrmekite. *J. Metam. Geol.*, 7, 261-275.
- Slack J.F., 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Institution Mining Metallurgy Transactions*, 8 (91), 81-89
- Sougy J., 1962. West African Fold Belt. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 73, 871-876.
- Spengler A., De Castelain J., Cauvin J., Leroy M., 1966. Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In: "Bassins sédimentaire du littoral africain", D. Reyre ed., 1ère partie: Littoral atlantique, Assoc. serv. Geophysics, v. 25, 203-225.
- Srivastava P., Mitra G., 1996. Deformation mechanisms and interted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lesser Himalaya, India. *J. Struct. Geol.*, 18, 27- 39.
- Sustrac, G., 1984. Plan minéral du Sénégal. Direction des Mines et de la Géologie du Sénégal, Dakar, 3 vol., (bibliographie complète des travaux réalisées au Sénégal).
- Sylla M., Ngom P.M., 1997. Le gisement d'or de Sabodala (Sénégal oriental): une minéralisation filonienne d'origine hydrothermale remobilisée par une tectonique cisailante. *J. Afr. Earth Sci.*, 25 (2), 183-192
- Tagini B., 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire, Essai de géotectonique régionale. Thèse Doct. Univ. Lausanne, Suisse, 302 p.
- Taylor B.E, Slack J.F., 1984. Tourmaline from Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits: textural, chemical, and isotopic relationships. *Economic Geology* 79, 1703-1726.
- Tessier F., Flicoteaux R., Lappartient J.R., Nahon D., Triat J.M., 1975. Reform of the concept of "Continental Terminal" in the coastal sedimentary basins of West Africa. *Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre, Saint-Jérôme Marseille, série A*, 8, 1-6.
- Théveniaut, H., Ndiaye, P.M., Buscail, F., Couëffé, R., Delor, C., Fullgraf, T., Goujou, J.-C. 2010. Carte géologique du Sénégal oriental à 1/500 000. Notice explicative. Projet 9 ACP SE 009.
- Trompette R., 1979. Les Dahomeyides au Bénin, Togo et Ghana: une chaîne de collision d'âge pan-africain. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 21, 5, 339- 34.
- Trompette R., 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse Doct. Ès-Sci. Univ. Aix-MarsaillleIII, Trav. Lab. Sci. Terre St. Jérôme, Marseille, B, 7, 702 p.
- Tullis J., Dell'Angelo L., Yund R.A., 1990. Ductile shear zones from brittle precursors in feldspathic rocks: the role of dynamic recrystallization. In Hobbs BE, Heard H.C. (eds) *Minera land rock deformation: laboratory studies. AGU, Geophys. Monogr.*, 56, 67-81.



- Tullis J., Yund R.A., 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanism and microstructures. *Geology*, 15, 606-609.
- Vachette M., Rocci G., Sougy J., Caron J.P., Marchand J., Simon B., Tempier C., 1973. Ages radiométriques Rb/Sr de 2000 à 1700 Ma de séries métamorphiques et granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Réguibat (Mauritanie septentrionale). 7e coll. Intern. Géol. Afri., Florence.
- Valero J., Bouchez J.L., Debat P., Oudin C., Ndiaye P.M., Pons J., Rollet M., 1986. Mise en place et évolution du granite de Saraya au sein des formations birimiennes de la fenêtre de Kédougou-Kayes. In : 13<sup>ème</sup> Colloque de Géologie Africaine, St Andrews (Ecosse, 10-13 septembre), 30-31.
- Vidal M., Delor C., Pouclet A., Siméon Y., Alric G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga: le style archéen des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de la Société géologique de France*, 167, (3), 307-319.
- Vidal M., Guibert P., 1984. Un nouveau décrochement ductile nord-sud dans le Birimien d'Afrique de l'Ouest. Le couloir de cisaillement senestre de Wango Fitini (Côte d'Ivoire). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, 229, (2), n° 15, 1085-1090.
- Villeneuve, M., 1980. Schéma géologique du Nord de la Guinée (Afrique de l'Ouest). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 2, 54-57.
- Villeneuve M., 1991. The Bassaride orogen. In: "The West orogens and Circum-Atlantic Correlations". R.D.D., J.P.L. (Eds), Springer Verlag (Berlin): 151-185.
- Villeneuve M., Da Rocha Araujo, P.R., 1983. La stratification du bassin paléozoïque de Guinée (Afrique de l'Ouest). In : Bassins sédimentaires en Afrique. *Trav. Lab. Sci. Terre St-Jérôme, Marseille*, sér. A, n° 15, 13-14.
- Villeneuve M., 1984. Etude géologique sur la bordure sud-ouest du Craton Ouest africain. La suture panafricaine et évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent du Gondwana. Thèse Doct. État Univ. Aix- Marseille III, Marseille, 552 p.
- Villeneuve M., Bellon H., El Archi A., Sahabi M., Rehault J.P., Olivet J.L., Aghzer A.M., 2006. Événements panafricains dans l'Adrar Souttouf (Sahara marocain). *C. R. Geoscience*, 338, 359-367.

- Wade S., 1985. Contribution à l'étude des gisements de fer de la Falémé (Sénégal oriental). Unpublished PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 255 p.
- Walter J, Chantraine J., 1974. Rapport de fin de mission Daléma, Campagne 1973-1974. Prospection géochimique stratégique en "stream-sediment" pour cuivre et or sur le permis (Sénégal oriental). BRGM report, France, 74, Dak 01, 38 p.
- White S.H., 1976. The role of dislocation processus during tectonic deformation with special referenc to quartz. In: Stens (R.J). The physics and chemistry of minerals and rocks. Wiley, London, 75-91.
- Wilcox R.E., Harding T.P., Seely D.R., 1973. Basic wrench tectonics. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 57, 74-96.
- Wise D.U., Dunn D.E., Engeder J.T., Geiser P.A., Hatcher R.D., Kish S.A., Odom A.L., Shamel S., 1984. Fault related rock: suggestion for terminology. Geology, vol. 12, 391-394.
- Witschard F., 1965. Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. Mémoires du BRGM, 44, 1-170.



**ANNEXE 1 :**

**TABLEAU RÉSULTATS**

**ANALYSES DE LA**

**DÉFORMATION FINIE**





Méthode	Localisation	Echantillon et pétrographie	X	Y	X/Y	Z	K
Rapports axiaux	Sud Kolia	D17 : quartzites	3,98	2,8	1,421	1	0,23
	Sud Kolia	D19 : grès	3,68	2,1	1,75	1	0,68
	Frandi	K7 : granite	2,783	3,635	1,306	1	0,172
	Madina	K10 : albitite	3,562	2,697	1,32	1	0,188
	Nord Madina	K12 : albitite	2,8	2,5	1,12	1	0,08
	Madina	K8 : albitite	3,24	2,10	1,54	1	0,49
	Nord Madina	K9 : albitite	3,707	3,117	1,189	1	0,09
	Sancéla	K20 : grès	2,725	1,797	1,516	1	0,65
	Garabouréa	D47 : albitite	2,684	2,504	1,071	1	0,05
	Nord Kolia	K16 : grès	3,497	2,9	1,205	1	0,107
	Kolia	D54 : grès	1,521	1,123	1,354	1	2,88
	Sancéla	K19 : grès	2,3	1,523	1,51	1	0,97
	Boudin Moussala	D34 : grauwackes gréseux	1,520	1,251	1,215	1	0,85
Pentes	Sud Kolia	D17 : quartzites	3,516	2,577	1,364	1	0,23
	Sud Kolia	D19 : grès	4,708	2,659	1,77	1	0,47
	Frandi	K7 : granite	2,814	2,443	1,151	1	0,104
	Madina	K10 : albitite	3,465	2,6	1,33	1	0,2
	Nord Madina	K12 : albitite	2,924	2,6	1,123	1	0,076
	Madina	K8 : albitite	3,3	2,1	1,57	1	0,51
	Nord Madina	K9 : albitite	3,4	2,88	1,18	1	0,09
	Sancéla	K20 : conglomérat	2,713	1,726	1,571	1	0,785
	Garabouréa	D47 : albitite	2,42	2,16	1,12	1	0,105
	Nord Kolia	K16 : grès	3,21	2,73	1,175	1	0,101
	Kolia	D54 : grès	1,656	1,152	1,437	1	2,87
	Sancéla	K19 : grès	2,551	1,611	1,583	1	0,95
	Boudin Moussala	D34 : grauwackes gréseux	1,767	1,4	1,359	1	0,86

**Tableau 4:** Valeurs des différents paramètres de l'ellipsoïde de la déformation finie et pétrographie des échantillons étudiés.



**ANNEXE 2**

**LISTES DES FIGURES ET**

**TABLEAUX**





## LISTES DES FIGURES

**Figure 1.1 :** Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest.

**Figure 1.2:** Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides.

**Figure 1.3:** Les grandes unités géologiques des Mauritanides de la région de Bakel.

**Figure 1.4. (a)** Carte géologique de la région de Bakel. **(b)** Coupe géologique de la région de Bakel.

**Figure 1.5 :** Carte géologique simplifiée de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba et récapitulation de quelques âges géochronologiques obtenus sur les différentes formations.

**Figure 1.6 :** Modèle lithologique du Supergroupe de Mako.

**Figure 1.7 :** Modèle lithostructural du Supergroupe de Dialé-Daléma.

**Figure 1.8 :** Esquisse géologique du Sénégal Oriental avec les principaux indices minéralisés.

**Figure 1.9 :** Géologie du district ferrière de la Falémé.

**Figure 1.10 :** Carte géologique simplifiée du Sénégal oriental montrant la superposition de l'anomalie résiduelle et des contours géologiques.

**Figure 2.1 :** Carte lithologique du secteur d'étude montrant la localisation des échantillons étudiés.

**Figure 2.2 :** Les roches sédimentaires détritiques.

**(a)** Pélite montrant une alternance de bancs clairs finement granulaires et de bancs sombre schisto-phylliteux. **(b)** Pélite foliée dans une "shear zone", traversée par des veines de quartz boudinées. **(c)** Grès quartzeux montrant un plan de cassure fraîche gris clair, traversé par des veines de quartz. **(d)** Grès tourmalinisé fin rouge sombre, traversé par des veines de quartz. **(e)** Grès tourmalinisé grossier recoupé par des veines de quartz et une pipe de tourmalinite sombre, décrochées en dextre. **(f)** Quartzite fins sombre avec des veines de quartz plissées.

**Figure 2.3 :** Les roches sédimentaires détritiques et carbonatées.

**(a)** Grauwacke vert sombre débité en frite. **(b)** Carbonate plissée montrant des lentilles pélitiques noirâtres plissées et boudinées. **(c)** Conglomérat à galets hétérogènes de tailles et forme variables montrant un granoclassement positif. **(d)** Conglomérat sombre avec des galets elliptiques allongés dans la direction NS, perpendiculairement recoupés par des fentes de tension. **(f)** Pyroclastite sombre reposant sur des carbonates. **(e)** Conglomérat à ciment carbonaté rougeâtre avec des éléments anguleux.

**Figure 2.4 :** Les roches magmatiques.

**(a)** Andésite contenant une enclave claire, anguleuse de roche sédimentaire. **(b)** Injection de granodiorite dans le matériel andésitique. **(c)** Structure en forme de pillow-lavas

centimétriques, localisée dans une "shear zone". **(d)** Structure en forme de pillow-lavas métriques, avec des lamelles concentriques suggérant un débit en pelure d'oignon. **(e)** Brèche andésitique avec des éléments elliptiques centimétriques. **(f)** Filon de microdiorite altéré et fracturés.

**Figure 2.5 :** Les roches magmatiques et colline de fer.

**(a)** Filon de microdiorite en forme de dôme de direction subméridienne. **(b)** Microdiorite à bordures altérées en albitite. **(c)** Albitite montrant des fractures conjuguées. **(d)** Granodiorite mise en place dans une "shear zone" orientée NS et affectée de fractures. **(e)** Colline de fer de la Falémé.

**Figure 2.6 :** Pétrographie des roches sédimentaires pélitiques.

**(a)** Pélite avec une alternance de lits verts à tourmaline ultrafine et lits clairs argileux. **(b)** Pélite gréseux avec une alternance rythmique de lits quartzo-sériciteux finement et moyennement granulaires. **(c)** Pélite turbiditique foliée à grains étirés avec une alternance de lits microgranulaires sombres et de lits macrogranulaires clairs. **(d)** Pélite phyllito-gréseux montrant une alternance de lits clairs phylliteux et de lits sombres granulaires. **(e)** Micaschiste à staurotide syn-schisteux. **(f)** Pélite micaschisteux avec une foliation marquée par une alternance de lits micacés et de lits quartzot-feldspathiques.

**Figure 2.7 :** Pétrographie des roches sédimentaires détritiques.

**(a)** Grauwacke constitué essentiellement de feldspaths baignant dans un ciment sériciteux fortement folié. **(b)** Grauwacke à ciment quartzo-feldspathique finement recristallisé avec des feuillets de micas et des grains de quartz et feldspaths légèrement étirés suivant la direction N40°. **(c)** Plagioclase partiellement altéré en séricite et calcite, montrant des macles tordues dans les grauwackes. **(d)** Grauwacke calcaireux finement cristallisé en quartz, calcite contenant des lentilles ou veinules de tourmaline. **(e)** Tourmalinite avec une matrice cryptocristalline à tourmaline dans laquelle baignent de petits grains elliptiques de quartz, allongés suivant la direction de la schistosité. **(f)** Grès tourmalinisé montrant de gros cristaux aplatis de quartz dans une matrice essentiellement à tourmaline.

**Figure 2.8 :** Pétrographie des roches sédimentaires détritiques et carbonatées.

**(a)** Grès tourmalinisé à quartz grossier montrant parfois des golfs de corrosion dans une matrice cryptocristalline à tourmaline et séricite. **(b)** Grès tourmalinisé avec une enclave sombre montrant des microlites de feldspaths dans une masse noirâtre. **(c)** Quartzites montrant de gros cristaux de quartz déformés, associés à une faible matrice à tourmaline cryptocristalline. **(d)** Carbonate constituée essentiellement de calcite avec des lentilles de pélitiques phylliteuses. **(e)** Micaschiste calcaireux montrant une alternance de lits phylliteux et

de lits granulaires. (f) Conglomérats à ciment carbonaté sombre montrant des grains de quartz, feldspaths et calcite et des aiguilles d'amphibole et de biotite.

**Figure 2.9 :** Pétrographie des conglomérats et brèches.

(a) Brèche schisteuse silico-carbonatée montrant des enclaves xénomorphes basiques et sédimentaires dans une matrice à calcite, quartz et feldspaths. (b) Clinopyroxène avec deux directions de clivages perpendiculaires. (c) Brèche intraformationnelle à fond grauwakeux, exhibant un fragment de pélite gréseuse. (d) Pyroclatites avec un mélange hétérogène de matériel volcanique à microlites de plagioclases et de matériel sédimentaire à quartz et calcite. (e) Fragment andésitique baignant dans une mésostase quartzo-feldspathique microgranulaire. (f) Enclave dioritique dans une masse quartzo-feldspathique microgranulaire.

**Figure 2.10 :** Pétrographie des roches magmatiques volcaniques.

(a) Brèche à fragments pélitiques flottant dans une mésostase microgranulaire riche en épidote. (b) Rhyodacite montrant une mésostase microgranulaire séricitisée dans laquelle est noyés des phénocristaux de feldspaths, biotite et opaques. (c) Enclave sédimentaire dans une mésostase rhyolitique avec des phénocristaux de feldspaths séricitisés.

**Figure 2.11 :** Pétrographie des andésites.

(a) Andésite montrant une texture microlitique porphyrique. (b) Andésite riche en microlitiques orientées grossièrement NS et emballant des phénocristaux de feldspaths. (c) Calcite résultant de l'altération des feldspaths dont-elle contient quelques reliques. (d) Clinopyroxène à bordures altérées en opaque, montrant des clivages perpendiculaires.

**Figure 2.12 :** Pétrographie des roches magmatiques microgrenues et grenues.

(a) Albitite essentiellement composée de feldspaths avec quelques cristaux de quartz. (b) Albitite montrant quelques reliques de minéraux ferromagnésiens. (c) Microdiorite constituée de cristaux de feldspaths déformés associés à des phyllites. (d) Granodiorite intrusif dans les carbonates et montrant des cristaux quartzo-feldspathiques aplatis suivant la direction NS. (e) Cristaux de feldspaths déformés et partiellement transformés en calcite dans les granodiorites. (f) Granodiorite à texture microgrenue porphyrique composée de phénocristaux de feldspaths noyés dans un fond microcristallin.

**Figure 2.13 :** Pétrographie des filons doléritiques post-birimien.

(a) Dolérite montrant des lattes de plagioclases légèrement orientées et localement albitisées, associées à des phyllites. (b) Les minéraux phylliteux montrent deux générations en lumière naturelle. (c) Plagioclases montrant une texture en spinifex dans les dolérites tardives.

**Figure 3.1:** Carte géologique simplifiée du secteur d'étude montrant la position des coupes effectuées.



**Figure 3.2 :** Coupes géologiques obtenues dans le secteur d'étude.

**Figure 3.3 :** (a) Coupe synthétique de la partie nord du secteur d'étude. (b) Pli déversé. (c) Structure en C/S. (d) Pli déjeté. (e) Pli droit.

**Figure 3.4 :** (a) Coupe synthétique de la partie sud du secteur d'étude, montrant la corrélation spatiale de certaines lithologies. (b) Plissement et schistosité de plan axial.

**Figure 3.5 :** (a) Diagramme de Flinn présentant les diverses formes d'ellipsoïdes de la déformation finie en fonction des valeurs de rapports axiaux X/Y et Y/Z fonction des rapports axiaux X/Y et Y/Z. (b) Résultats obtenus sur les échantillons du étudiés.

**Figure 3. 6 :** Détermination graphique des rapports axiaux X/Z et Y/Z de l'ellipsoïde de la déformation finie dans les quartzites, grès, grauweekes et granite.

**Figure 3.7 :** Détermination graphique des rapports axiaux X/Z et Y/Z de l'ellipsoïde de la déformation finie dans les albitites.

**Figure 3.8 :** Carte structurale montrant les caractéristiques de l'ellipsoïde de la déformation finie au sein et en dehors des accidents tectoniques ainsi que la position des échantillons étudiés.

**Figure 3.9 :** Images montrant les valeurs de gris de la position de la pointe du curseur sur une image MNT brute (a) et MNT corrigée (b) du secteur. Les images (c) et (d) montrent respectivement l'allure des courbes sur les profils réalisées sur l'image brute (c) et sur l'image corrigée (d).

**Figure 3.10 :** (a) Synthèse des linéaments obtenus sur différentes images MNT après éclairage suivant différentes azimutes. (b) Image Landsat7 EMT+ montrant les structures linéaires interprétées après différentes compositions colorées.

**Figure 3.11 :** (a) Réseau des linéaments obtenus par analyse non supervisée de l'image MNT du secteur d'étude. (b) Même image que (a), le fond blanc est lié au retrait de l'image MNT. (c) Image obtenue sur l'extraction des rides. (d) Comparaison entre rides et linéaments non supervisés obtenus sur l'analyse de l'image MNT du secteur d'étude.

**Figure 3.12:** (a) Image brute des pentes. (b) Image des pentes classifiées. (c) Image des zones à fortes pentes du secteur d'étude.

**Figure 3.13:** (a) Image résultant de la superposition des données des pentes sur l'image MNT. (b) Image résultant de la superposition des données des pentes sur l'image Landsat7 en composition colorée.

**Figure 3.14 :** (a) Linéaments résultant des analyses supervisées et non supervisées d' images satellites, projetés sur l'image landsat7 ETM+ en composition colorée, du secteur d'étude. (b)

Linéaments résultant des analyses supervisées et non supervisées d'images satellites, projetés sur l'image MNT du secteur d'étude.

**Figure 3.15 :** Image résultant du traitement des données géophysiques du secteur d'étude.

**Figure 3.16 :** Image montrant la localisation et l'orientation des différentes fractures mesurées sur le terrain.

**Figure 3.17 :** Roses diagrammes indiquant les sens des pendages (a) et la direction d'allongement (b) des différentes fractures relevées sur le terrain. Ces différentes directions de fractures sont combinées à leurs pendages respectifs (c, d, e).

**Figure 3.18 :** (a) Superposition des linéaments résultant du traitement des images satellites, géophysiques et des fractures relevées sur le terrain. (b) Les roses diagrammes correspondant à la direction d'allongement et au sens de pendage des fractures dans les différentes zones du secteur d'étude, sont indiqués sur la colonne de gauche.

**Figure 3.19 :** (a) Carte des linéaments du secteur d'étude, obtenue par superposition des données résultant du traitement des images satellites et géophysiques ainsi que des données de terrain. (b) Roses diagrammes des directions d'allongement et sens de pendage des fractures relevées dans les différentes zones du secteur d'étude.

**Figure 3.21 :** Structures syn-sédimentaires. (a) Plis syn-sédimentaires dans le flanc d'un pli décimétrique. (b) Pli syn-sédimentaire moulé par le litage primaire  $S_0$ . (c) Failles normales syn-sédimentaires et plan de discordance dans les pélites. (d) Décrochement dextre affectant les pélites et plan de discontinuité dans les pélites.

**Figure 3.22 :** Schistosité  $S_1$ . (a) Schistosité  $S_1$  affectant les brèches carbonatées perpendiculairement au plan de pli  $P_{2a}$  et recoupée par la schistosité  $S_2$  contemporaine au plissement  $P_{2b}$ . (b) Schistosité  $S_1$  recoupée par une schistosité  $S_2$  dans les grès. (c) Brèche carbonatée montrant une schistosité  $S_1$  microplissée par le plissement  $P_{2b}$  et des joints de cisaillement conjugués. (d) Schistosité de flux  $S_1$ , oblique à la stratification  $S_0$  dans les pélites. (e) Enclave de roche sédimentaire montrant une schistosité interne ( $S_i$ ), moulée et recoupée par la schistosité  $S_2$  dans une roche magmatique. (f) Minéral anté-cinématique de tourmaline montrant une schistosité interne, moulée et recoupée par la schistosité  $S_2$  dans un métasédiment.

**Figure 3.23 :** Plis  $P_1$ . (a) Plis  $P_1$  fortement aplatis dans les grès tourmalinisés. (b) microplissement  $P_1$  dans la charnière des plis  $P_{2a}$  dans les brèches carbonatées. (c) Pli  $P_1$  montrant une schistosité de plan axial  $S_1$  recoupée par la schistosité  $S_2$  dans les pélites gréseux.

**Figure 3.24 :** Schistosité  $S_2$ . (a) Rotation de la schistosité  $S_2$  dans une "shear zone". (b) Rotation de la schistosité  $S_2$  hors des "shear zones" suite au plissement  $P_{2b}$ . (c) Foliation  $S_2$  dans une "shear zone". (d) Plans de schistosité de flux  $S_2$ , recoupée par des plans de schistosité  $S_3$ . (e) Veinules de quartz injectées le long des plans de schistosité  $S_2$ .

**Figure 3.25 :** Boudinage, linéation et plissement  $P_2$ . (a) Grès conglomératiques boudinés dans les grauweekes. (b) Boudin en tablette de chocolat dans les pélites gréseux. (c) Linéation soulignée par l'étirement des galets parallèlement aux plans subhorizontaux de la foliation  $S_2$  dans les conglomérats de Moussala. (d) Pli déjeté  $P_{2a}$  montrant des plis d'entraînement associés une linéation de crénulation à la charnière du pli. (e) Pli droit  $P_{2a}$  montrant une schistosité de  $S_1$ , crénulée par une schistosité de plan axial  $S_2$ . (f) Pli  $P_{2b}$  associé à des structures en C/S indiquant un cisaillement senestre. (g) Pli  $P_{2b}$  montrant des axes courbes dans les pélites de la "shear zone" de Kolia.

**Figure 3.26 :** Structures en dôme et bassin et zones de cisaillement. (a) Plis superposés  $P_{2a}$  et  $P_{2b}$  formant des structures en dômes et bassins. (b) Modèle schématique de structure en dôme et bassin. (c) Intersection entre zones de cisaillements orientée  $N160^\circ$  et NS. (d) Sigmaclaste de feldspath et structures en C/S associés à une rotation senestre dans les pélites gréseux. (e) Fentes de tension dans une zone cisaillement dextre orientée E-W avec un mouvement dextre.

**Figure 3.27 :** (a<sub>1</sub>) Carte de l'orientation des zones de cisaillement associées à la déformation éburnéenne  $D_2$  et des plans de schistosités et stratification, et axes des plis. (a<sub>2</sub>) Modèle schématique de l'organisation des différentes failles, rappelant un système de Riedel en mouvement senestre. (a<sub>3</sub>) Projection stéréographique à aires égales des pôles des différents plans de schistosité et l'axe des plis.

**Figure 3.28 :** Chevauchements. (a) Schéma d'un chevauchement avec rampe et paliers. (b) Modèle de développement des chevauchements en rampes et duplex. (c) Différents types de rampes. (d) Chevauchement en rampes affectant les andésites dans le secteur de Boboti. (e) Chevauchement en plat et faille inverse recoupant le flanc inverse d'un pli  $P_{2a}$  dans les roches carbonatées de Kolia. (f) Sigmaclaste indiquant un chevauchement vers le NW dans les pélites argileux au Sud de Madina.

**Figure 3.29 :** (a) Modèle de transpression 3D montrant une "structure en fleur positive" et son comportement en profondeur dans la zone de cisaillement de Kolia. (b) Bloc diagramme schématique illustrant les relations entre les différentes structures associées à la déformation éburnéenne  $D_2$  dans la zone d'étude.

**Figure 3.30 :** (a<sub>1</sub>) Carte de l'orientation des zones de cisaillement associées aux déformations éburnéenne  $D_2$ - $D_3$  et des plans de schistosités et stratification, et axes des plis. (a<sub>2</sub>) Modèle

schématique de l'organisation des différentes failles, rappelant un système de Riedel en mouvement dextre. (a<sub>3</sub>) Projection stéréographique à aires égales des pôles des différents plans de schistosité et l'axe des plis.

**Figure 3.31 :** Structures de la déformation D<sub>3</sub>. (a) Schistosité de flux S<sub>3</sub> le long d'une micro "shear zone" affectée par des microjoints de type R. (b) Schistosité de fracture S<sub>3</sub>, recoupant une linéation de crénulation L<sub>2</sub>, liée au microplissement D<sub>2</sub>. (c) Couloir à brèche tectonique orientée ~E-W, montrant (d) une schistosité de fracture S<sub>3</sub>, associée à un cisaillement senestre. (e) Pli P<sub>3</sub> montrant un flanc long et un flanc court orientés respectivement N120° et NS, dans les quartzites le long d'un couloir de cisaillement NW-SE au Sud de Linguéya. (f) Bande de cisaillement NS, remobilisée durant la déformation D<sub>3</sub>, montrant des fentes de tension sigmoïdes et des veines microplissées (V<sub>3</sub>), recoupant la schistosité S<sub>2</sub> et indiquant un cisaillement dextre.

**Figure 3.32 :** (a) Pli P<sub>2b</sub> soulignée par la foliation S<sub>2</sub> marquée par une alternance de lits phylliteux et granulaires. Le pli est affecté par des cisaillements conjugués R et R', associés (b) à une schistosité S<sub>3</sub>. (c) Couloir de cisaillement NE-SW associé à des structures en C/S indiquant un mouvement dextre dans les pélites. (d) Couloir de cisaillement NW-SE associé à des (e) structures en C/S indiquant un mouvement dextre dans les albitites.

**Figure 3.33 :** (a) Bloc diagramme montrant un modèle d'évolution des zones de cisaillement. (b) Surface supérieure du bloc argileux montrant le stade final de la déformation avec des cisaillements Riedel en association avec de fractures P. (c) Exemple expérimental de bloc argileux affecté par cisaillement horizontal.

**Figure 3.34 :** Directions et sens de pendages des schistosités S<sub>1</sub> (a), S<sub>2</sub> (b) et S<sub>3</sub> (c) dans le secteur d'étude.

**Figure 3.35 :** Relations géométriques entre directions et sens de pendages des schistosités S<sub>1</sub> (a), S<sub>2</sub> (b) et S<sub>3</sub> (c) dans le secteur d'étude.

**Figure 3.36 :** Projection stéréographique à aires égales montrant l'orientation des contraintes principales de la déformation dans différentes localités du secteur d'étude. (a) Contraintes de la déformation éburnéenne D<sub>1</sub>. (b) Contraintes de la déformation éburnéenne D<sub>2</sub>.

**Figure 3.37 :** Orientation des contraintes principales de la déformation D<sub>3</sub> dans le secteur d'étude. (a) Joints de cisaillement conjugués recoupant et décalant la schistosité S<sub>2</sub>. (b) Recristallisation de micas sous forme de bandes conjuguées montrant un microcisaillement. (c) Joints de cisaillement conjugués, recristallisés en quartz et recoupant les veines de quartz V<sub>2b</sub>, contemporaines de la déformation éburnéenne D<sub>2</sub>. (d) Projection stéréographique à aires égales (hémisphère inférieur) montrant l'orientation des contraintes liées à la déformation D<sub>3</sub>.



**Figure 3.38 :** Projection stéréographique à aires égales montrant l'évolution de l'orientation des contraintes principales au cours des phases de déformation éburnéennes  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  dans le secteur d'étude.

**Figure 3.39 :** Évolution de l'orientation des contraintes principales au cours des phases de déformations éburnéennes  $D_1$ ,  $D_2$ ,  $D_3$  dans le secteur d'étude.

**Figure 4.1:** Carte géologique du secteur d'étude montrant la localisation des différents échantillons étudiés dans le cadre l'analyse de la déformation intracristalline.

**Figure 4.3 :** Déformations intracristallines du quartz en bordure des "shear zones". **(a)** Cristaux de quartz à extinction ondulante, aplatis suivant la direction de la foliation et montrant des limites sinueuses avec des recrystallisations de sous grains. **(b)** Porphyroclaste de quartz à bordure microfracturée contenant une inclusion de feldspath avec des figures de maclage et de microcline. **(c)** Porphyroclaste de quartz à extinction ondulante montrant des microfractures et des lamelles de déformation. **(d)** Structure en noyau manteau formée par un porphyroclaste de quartz entourés par des sous grains recrystallisés. **(e)** Sous grains de quartz recrystallisés obliquement à la direction de la foliation soulignée par l'étirement des porphyroclastes. **(f)** Recrystallisation de quartz en grains à bordure rectiligne disposés en point triple entre les grains de feldspaths.

**Figure 4.4 :** Déformations intracristallines des feldspaths et micas en bordure des "shear zones". **(a)** Porphyroclaste de feldspath extinction ondulante montrant des figures de maclage. **(b)** Porphyroclaste de feldspaths avec des macles tordues et des recrystallisation des sous grains en bordure. **(c)** Porphyroclaste de feldspaths avec des macles kinkées et des recrystallisation des sous grains en bordure. **(d)** Porphyroclaste de feldspaths avec des lamelles perthitiques, des recrystallisation des sous grains et des migrations de joints en bordure. **(e)** Porphyroclaste de feldspaths affecté par des microkinkages et microfractures ainsi qu'un microboudinage des grains localisés dans les fractures. **(f)** Micaschiste montrant une foliation soulignée par une alternance de bandes micacées et de bandes silico-carbonatées.

**Figure 4.7 :** Déformations intracristallines des feldspaths dans les albitites au coeur des "shear zones". **(a)** Cristaux de feldspaths montrant des figures de maclage et des macles déformées suite à un microcisaillement  $N45^\circ$  dextre. **(b)** Cristaux de feldspaths avec des figures de maclage, de microcisaillement et de microboudinages des grains. **(c)** Cristaux de feldspaths affectés par un microkinkage et montrant quelques recrystallisation des quartz. **(d)** Cristaux de feldspaths affectés par une fracturation suivie de recrystallisation de matériel feldspathique et de biotite. **(e)** Gneiss oeillé montrant des lits imbriqués quartzo-feldspathiques et micacés.

**Figure 4.8 :** Déformations intracristallines de hautes températures au coeur des "shear zones".

(a) Baguette ou ruban de quartz monocristallin, dépourvu de déformation intracristalline et allongées suivant la direction de la foliation. (b) Cristaux de feldspaths montrant des formes amiboïdes liées à une libre croissance des grains avec de limites lobées. (c) Cristaux de quartz entièrement recristallisés associés à des feldspaths montrant des fractures suivies de recristallisation de liquide quartzo-feldspathique. (d) Porphyroclates de feldspaths montrant des figures dissolution recristallisation et de myrmékite. (e) Structure en noyau manteau résultant de la recristallisation de néoblastes de feldspaths entourant un porphyroclaste montrant des figures dissolution sur ces limites. (f) Néoblastes de feldspaths recristallisés en baguette parallèles à la foliation et montrant de bandes et lamelles de déformation.

**Figure 4.9 :** Déformations intracristallines hors des "shear zones". (a) Cristaux de quartz à extinction ondulante montrant des limites rectilignes ou sinueuses avec des recristallisations de bordure. (b) Cristaux de feldspaths avec des macles déformées et des recristallisations de quartz. (c) Feldspaths montrant des recristallisations au cœur et en bordure des cristaux. (d) Feldspath fracturé avec une faible recristallisation de quartz dans la fracture. (e) Biotite avec des clivages kinkés. (f) Cristal de biotite à clivages tordus.

**Figure 4.2 :** Classification des tectonites.

**Figure 4.5 :** Déformations intracristallines du quartz au coeur des "shear zones". (a) Cristaux de quartz à limites rectiligne ou légèrement sinueuse, disposés en point triple entre les grains de feldspaths séricitisés. (b) Quartz amiboïdes à bordures échancrées localement imbriquées avec les bordures des feldspaths formant une matrice finement recristallisée. (c) Porphyroblastes et rubans de quartz entièrement recristallisé en sous grains de petite taille parallèle ou oblique à la direction de la foliation  $S_2$ . (d) Gros cristaux de quartz à bordure rectiligne allongée perpendiculairement à la direction des sous grains qui les emballent.

**Figure 4.6 :** Déformations intracristallines des feldspaths et micas au coeur des "shear zones". (a) Lentille quartzo-feldspathique cisailée en dextre dans la matrice des micaschistes pélitiques recristallisée en micas. (b) Porphyroclates de feldspaths montrant des figures de maclage affectées par des microjoints de cisaillement, ainsi que des recristallisations de sous grains et des migrations de joints en bordure. (c) Porphyroclates de feldspaths avec des lamelles perthitiques de bordure, affecté par un microcisaillement dextre. (d) Porphyroclate de feldspaths avec des macles kinkées. (e) Porphyroclate de feldspaths une macle plissée suite à une rotation de grain parallèlement à la schistosité.

**Figure 5.1 :** (a) Carte lithostructurale de Frandi-Boboti montrant la localisation des faciès minéralisés. (b) Projections stéréographique hémisphère inférieur à aires égales de l'orientation des pôles des veins.

**Figure 5.2 :** (a) Pérites à niveaux turbiditiques de l'unité inférieure. (b) Plissement  $P_{2b}$  enregistré par des veines de quartz dans les plans horizontaux x-z de la déformation. (c) Veine  $V_1$ , boudinées en plissées en  $P_1$  le long de la schistosité  $S_1$ , et recoupée par la schistosité  $S_2$ . (d) Veine  $V_3$  orientée NE finement recristallisée en séricite, recoupée par la schistosité  $S_2$  et affectée par le plissement dextre  $P_3$ . (e) Réparation des sulfures et veines dans les pélitiques.

**Figure 5.5 :** (a) Grauwackes montrant un plissement  $P_{2b}$  enregistré par une veine  $V_{2b}$  riche en tourmaline dans un plan horizontal x-z de la déformation. (b) Veines de quartz  $V_{2b}$  recoupées par une veine de quartz  $V_{2c}$  orientée  $N130^\circ$ . (c) Les veines sont composées de quartz, pyrite, chalcopryrite et or. (d) Fentes de tension et veines  $V_3$  remplies de quartz liée à l'hydrothermalisme tardif de la phase déformation  $D_3$ . (e) Veines  $V_3$  recoupant la schistosité  $S_2$  et microplissée en dextre. (f) Projection stéréographique hémisphère inférieur à aires égales de l'orientation des pôles des veines dans le secteur d'étude.

**Figure 5.6:** (a) Carbonates montrant des lentilles pélitiques plissées et des opaques (pyrite, hematite) qui sont grossièrement orientés suivant la direction NS des veines  $V_{2b}$ . (b) Opaques disséminés dans des cristaux de calcite dans la gangue des carbonates. (c) Grauwackes composés de cristaux de quartz, feldspaths, séricite, calcite et opaques (pyrrhotite, pyrite, magnetite, hematite). (d) Veine  $V_{2b}$  orientée NS dans les grauwackes. (e) Veines  $V_3$  orientée  $N45^\circ$  dans les grauwackes à quartz, carbonate, séricite, feldspaths et traces d'hématite. (f) Pyrite montrant souvent des inclusions de pyrrhotite et des bordures transformées en magnétite.

**Figure 5.7 :** Grès et conglomérates tourmalinisés. (a) Grès tourmalinisés recoupés par des veines de quartz  $V_{2b}$  parallèles à la schistosité  $S_2$ , soulignée par l'étirement de fins cristaux de quartz dans une matrice à tourmaline cryptocristalline. (b) Pyrite contenant des inclusions micrométriques d'or dans une veine de quartz  $V_{2b}$ . (c) Grès tourmalinisés avec des veines de quartz  $V_{2c}$ , contenant de l'or libre et recoupant des veines de quartz  $V_{2b}$ . (d) Grès tourmalinisés avec des veines de quartz  $V_{2b}$ , parallèles à la schistosité  $S_2$  et recoupées par des veines de quartz  $V_3$  orientées  $N70-90^\circ$ . (e) Conglomérats tourmalinisés montrant des cristaux sub-arrondis à angulaires dans une matrice à tourmaline cryptocristalline. (f) Conglomérats tourmalinisés avec des veines de quartz  $V_{2b}$ , parallèles à la schistosité  $S_2$ , et recoupées par des veines de quartz  $V_3$ .

**Figure 5.8 :** (a) Quartzites avec des cristaux de quartz à extinction ondulante et des opaques contenant parfois des inclusions de tourmaline dans une faible matrice à tourmaline et séricite cryptocristallines. (b) Les opaques correspondent à de la pyrite et quelques magnétites allongés suivant la direction de la schistosité  $S_2$ . (c) Veine  $V_{2b}$  à quartz, pyrite, chalcoppyrite, magnetite, hématite, et or inclus dans la pyrite altérée. (d) Veines de quartz  $V_{2b}$  recoupées et décalées en dextre par des veines  $V_3$  orientées  $N70-90^\circ$  à quartz, pyrite, arsénopyrite, et traces d'oxydes.

**Figure 5.9 :** Minéralisation dans les roches volcaniques. (a) Andésite à enclave doléritique (En) et minéraux opaques. (b) Ces opaques (essentiellement de pyrite) sont étirés suivant la direction de la schistosité majeure  $S_2$ . (c) Veine  $V_{2b}$ , à quartz, chlorite, albite et amphibole (Am) recoupant les andésites. (d) Pyrite concentrée suivant la direction de la schistosité majeure  $S_2$  dans les andésites. (e) Veines  $V_3$  orientée E-W à chlorite, sphène et opaques recoupant la schistosité  $S_2$ . (f) Rhyodacites à mésostase séricitisée et carbonatée avec des phénocristaux de feldspaths séricitisés, quartz, biotite, recoupée par une veine  $V_2$  riche en chlorite.

**Figure 5.10:** (a) Microdiorite à texture porphyrique avec de grosses baguettes d'albite allongées suivant la schistosité  $S_2$  dans une mésostase microcristalline. (b) Veine  $V_{2b}$ , parallèle à la schistosité  $S_2$  dans les microdiorites. (c) Veines microplissées senestre  $V_{2c}$ , à chlorite contenant quelques opaques et séricite dans une microdiorite. (d) Contact micaschiste et granodiorite marqué par une forte concentration d'opaques le long de veines  $V_{2b}$ . (e) Carbonate pauvre en sulfures au contact d'une granodiorite. (f) Granodiorite intrusive dans les carbonates et affectée par une faille senestre relative au stade tardif de la déformation  $D_2$ .

**Figure 5.11 :** (a) Minéralisation stratiforme avec des opaques disposés suivant la stratification  $S_0$  dans les pélites affectés par des failles normales et légèrement plissées. (b) En lumière réfléchie, les opaques sont constitués essentiellement de pyrite, pyrrhotite et magnétite. (c) Pipe de tourmaline associée à la phase d'extension anté- $D_1$  recoupant les conglomérats tourmalinisés de l'unité inférieure et postérieurement traversée par des veines de quartz  $V_{2c}$ . (d) Charnière de pli  $P_{2b}$  montrant un stockwerk constitué par un réseau de veines anastomosées de nature quartzo-carbonatée. (e) Pyrite altérée contenant des inclusions d'or.

**Figure 5.12 :** (a) Image du gradient du champ magnétique total de la partie sénégalaise de la KKI, montrant l'essai filonien doléritique recoupant postérieurement les formations birimiennes. (b) détails de la zone NE montrant l'essai filonien mis en place le long des failles  $N20^\circ-30^\circ$ . (c) Image d'un filon de dolérite recoupant les sédiments carbonatés.

**Figure 5.13 :** Colonne lithostructurale schématique du secteur étudié.



**Figure 5.14 :** Modèle schématique de l'évolution géodynamique du secteur étudié. **(a)** sédimentation, volcanisme et tourmalinisation précoces. **(b)** Déformation éburnéenne  $D_1$  associée à une schistosité  $S_1$  et de plis  $P_1$ . **(c)** Phase d'extension post- $D_1$  avec sédimentation et mise en place roches volcano-plutoniques. **(d)** Déformation éburnéenne  $D_2$  avec des intrusions plutoniques et des zones de cisaillement. **(e)** Déformation éburnéenne  $D_3$  avec ouverture de microbassins en "pull-apart" et mise en place de formations volcaniques et sédimentaires. **(f)** Plis  $P_{2a}$  affectés par des failles normales décrochantes dextre dans les grès et pélites, **(g)** Modèle schématique de bassin en pull-apart montrant des faille normales et des décrochements dextre associées à des dépôts conglomératiques et des venues magmatiques. **(h)** "Micas fish" montrant une micro-extension en pull-apart associée à un cisaillement dextre.

## LISTES DES TABLEAUX

**Tableau 1 :** Récapitulatif des quelques âges obtenus sur les formations birimiennes de la KKI et leurs intrusions plutoniques.

**Tableau 2.** Indices de minéralisations dans les formations birimiennes de Kédougou.

**Tableau 3 :** Les caractéristiques de l'ellipsoïde de la déformation en fonction du paramètre K.

**Tableau 4:** Valeurs des différents paramètres de l'ellipsoïde de la déformation finie et pétrographie des échantillons étudiés.

**Tableau 5 :** Corrélation entre microstructures et températures de la déformation.

**Tableau 6 :** Récapitulatif des différentes paragenèses et de leurs localisations dans les formations birimiennes de Frandi-Boboti.



**ANNEXE 3 :**  
**TRAVAUX**  
**SUPLÉMENTAIRES**







Tectonics, tectonophysics

# Structural styles and tectonic evolution of the Kolia-Boboti sedimentary Basin, Kédougou-Kéniéba inlier, eastern Senegal

*Styles tectoniques de l'orogénèse éburnéenne dans le bassin sédimentaire de Kolia-Boboti, boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal oriental*

Moussa Dabo <sup>a,b</sup>, Tahar Aïfa <sup>b,\*</sup>

<sup>a</sup> Département de géologie, faculté des sciences et techniques, université Cheikh Anta Diop de Dakar, BP 5005, Dakar-Fann, Senegal

<sup>b</sup> UMR 6118, CNRS Géosciences Rennes, université de Rennes 1, bâtiment 15, campus de Beaulieu, 35042 Rennes cedex, France

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 4 September 2009

Accepted after revision 7 June 2010

Available online 15 September 2010

Presented by Jean Aubouin

## Keywords:

Transpression

Thrust

"Positive flower structure"

Shear zone

Eburnean

Kolia-Boboti

Senegal

## ABSTRACT

New structural data obtained on the Birimian terranes of the Kolia-Boboti sedimentary Basin, the eastern part of the Dialé-Daléma Supergroup in the Kédougou-Kéniéba inlier show two major phases of Eburnean compressional deformation: (1) a D1 phase of thrusting tectonics affected the Lower Birimian B1 tourmalinized sediments. This first tectonic phase is characterized by isoclinal overturned to recumbent folds P1 with N040° 20°NE trending axis, associated with axial plane schistosity  $S_0S_1$  which is mainly transposed in the bedding; (2) a D2 phase of compressional (D2a) and transpressional (D2b) tectonics is responsible for the crossfolds P2a-P2b exhibiting curved axes. These P2 folds are associated with the major schistosity  $S_2$ , north-south to SW-NE trending, mainly dipping to the south-east. The  $S_2$  schistosity is mostly displayed in the large shear zones corridors where it steeply dips locally toward the north-west. A north-west vergence thrusting phase (D2c) of flats and ramps, associated with reverse folds, represents the last Eburnean event. This geometrical feature is characteristic of a "positive flower structure". These different Eburnean compressional phases are separated by extensional deformation which is characterized by sedimentary deposits and volcanic flows.

© 2010 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

## R É S U M É

Les nouvelles données structurales obtenues sur les formations birimiennes du bassin sédimentaire de Kolia-Boboti, à l'Est du supergroupe de Dialé-Daléma dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba ont permis de mettre en évidence deux phases majeures de déformations compressives éburnéennes : (1) une phase compressive D1 de tectonique tangentielle affectant les sédiments B1 tourmalinisés du Birimien inférieur et caractérisée par des plis isoclinaux renversés à couchés P1 d'axe N040° 20°NE. Cette déformation est associée à une schistosité  $S_0S_1$  presque toujours transposée au litage primaire ; (2) une phase D2 de compression (D2a) et de transpression (D2b) responsable de plis superposés à axes courbes P2a et P2b, associés à une schistosité majeure  $S_2$ , orientée nord-sud à SW-NE, à pendage global sud-est. Une phase tangentielle (D2c), caractérisée par des chevauchements en plats et en rampes, dirigés vers le nord-ouest, associés à des failles inverses, représente la dernière manifestation éburnéenne. Cette déformation compressive et

## Mots clés :

Transpression

Chevauchement

« Structure en fleur positive »

Zone de cisaillement

Eburnéen

Kolia-Boboti

Sénégal

\* Corresponding author.

E-mail address: tahar.aifa@univ-rennes1.fr (T. Aïfa).

transcurrente est plus marquée dans les couloirs de cisaillements, où le mouvement horizontal est combiné à un déplacement oblique des terrains suivant une vergence essentiellement nord-ouest et localement sud-est, caractéristique d'une « structure en fleur positive ». Ces différentes phases compressives sont séparées par des phases d'extension correspondant à des dépôts sédimentaires et des émissions volcaniques.

© 2010 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

## 1. Introduction

The Paleoproterozoic terranes of the West Africa Craton (WAC) are composed of large sedimentary basins and linear arcuate volcanic belts which constitute geographically separated areas (Fig. 1a).

The organisation of the Paleoproterozoic terranes of the WAC results from a complex polycyclic structural evolution (Bard, 1974) related to the Eburnean orogen (Bonhomme, 1962). Such Paleoproterozoic terranes indicate, through a detailed age mapping, a general southeast-northwest oriented diachroneity in crustal development and regional deformation (Hirdes and Davis, 2002). Nevertheless, the evolution of the Eburnean orogen is characterized by two (Ledru et al., 1989) or three (Milési et al., 1989a) major deformations in most of the areas of the WAC.

The first D1 phase results from a thrusting tectonic occurrence at ca. 2110 Ma (Bonhomme, 1962; Feybesse et al., 2006) with variable metamorphic grades from one area to another. In the Kédougou-Kéniéba inlier (KKI), according to Ledru et al. (Ledru et al., 1989), D1 phase is interpreted as a thrusting tectonic regime. It is characterized by a SW-NE to north-south trending  $S_0S_1$  schistosity, synchronous to greenschist grade metamorphism occurring parallel to axial surfaces of  $P_1$  folds. This deformation affects dominantly sedimentary formations of the Lower Birimian B1 (Ledru et al., 1991) as well as metavolcanites and metasediments of the Mako Supergroup (Bassot, 1987; Bertrand et al., 1989).

D2 phase is at the origin of large main folded structures exhibiting sub-vertical axial planes and sub-horizontal SW-NE axes at a regional scale and of a first generation of shears north-south to SW-NE oriented, mostly sinistral (Bassot and Dommange, 1986; Feybesse et al., 1990a; Feybesse et al., 1990b). Locally it produced thrusting along SW-NE oriented planes, particularly in Ghana (Milési et al., 1992). Penetrative deformation associated with such folds is generally a sub-vertical schistosity synchronous to greenschist metamorphic facies or a contact metamorphism in the vicinity of granitic intrusions. Ductile shear zones are large mylonitic corridors which were active during a greenschist facies metamorphic event (Lemoine, 1982; Liégeois et al., 1991). D2 deformation is at the origin of the emplacement of numerous granitic intrusions in the Proterozoic terranes (Ledru et al., 1989; Pons et al., 1992). In the KKI, on a local scale, this deformation represented by a large SW-NE oriented antiform, associated with  $S_2$  axial plane schistosity, produced folding of first  $S_0S_1$  schistosity. Major north-south shear zones are also associated to D2 deformation. The most prominent are the Senegalian-Malian Fault (SMF) (Bassot and Dommange, 1986) and the

Main Transcurrent Shear Zone (MTZ) system (in (Ledru et al., 1991)). These faults acted simultaneously during the emplacement of a set of syn-tectonic Paleoproterozoic plutons GII (Sandikounda Layered Pluton Complex, Laminia Kaourou Plutonic Complex, Tomoromadi-Birmassou) and GIII (Diombalou, Bouroumbourou and Sanssankhoto) of the Mako Supergroup (Gueye et al., 2008) between 2160 and 2090 Ma (Dia et al., 1997). Saraya, Boboti and Gamaye plutons from the Dialé-Daléma Supergroup emplaced at the same period of time (Ledru et al., 1991; Valéro et al., 1986).

D3 deformation was first described in Burkina Faso (Feybesse et al., 1989), recorded within a folding accompanied by large shear zones, often dextral. It shows a  $N50^\circ$  to  $N80^\circ S_3$  oriented schistosity, with a SSW-NNE or WNW-ESE stretching lineation showing various dips. This D3 deformation has also been recognized in other Birimian areas of the WAC, mainly in Ghana (Ledru et al., 1988), Guinea and the Ivory Coast (Feybesse et al., 1989). It displays dextral shearing, reworking fractures mostly resulting from D2 deformation. Both the D2 and D3 phases are transcurrent.

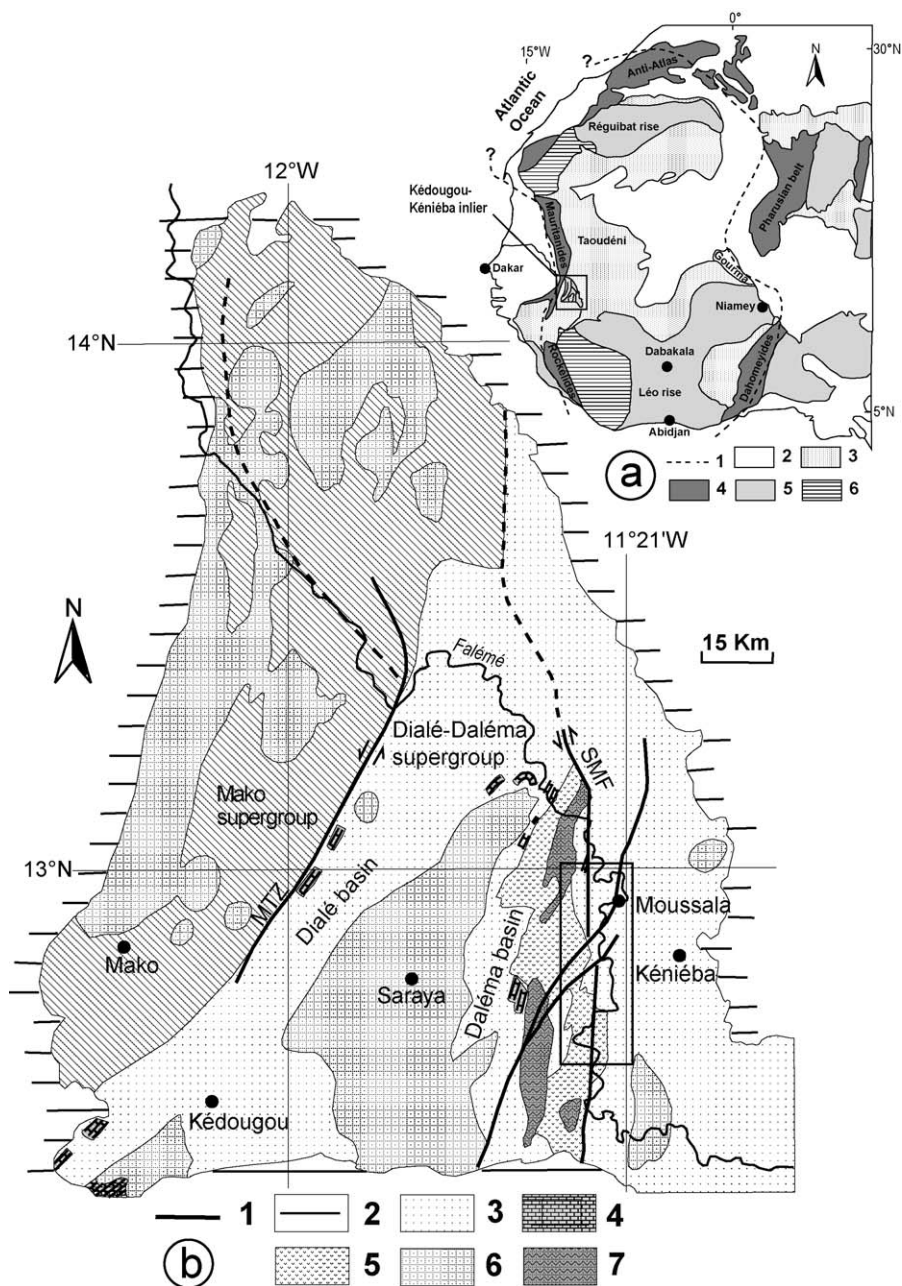
In South-East Senegal, the interpretation of Eburnean tectonics regarding the style of deformation is poorly understood. In the Kolia-Boboti sedimentary Basin (KBB), east of the Dialé-Daléma Supergroup, few researchers have focused on the characterization of the tectonic style of deformation (Ledru et al., 1989; Ledru et al., 1991; Milési et al., 1986).

This paper is twofold. Its aim is to 1- characterize the spatio-temporal deformation of the Eburnean structures through the relationships existing between the various structural elements and 2- to propose a possible structural evolution of the style of the major tectonic events.

## 2. Geological setting

The KKI, overlying in the south-eastern Senegal, is a portion of the large Paleoproterozoic terranes of the WAC (Fig. 1a). It is bounded by Neoproterozoic sediments of the Taoudeni basin (Fig. 1b). Bassot (Bassot, 1987) subdivided the Paleoproterozoic rocks of the KKI into the Mako Supergroup in the west and the Dialé-Daléma Supergroup in the east. They are separated by a regional crustal scale shear zone, the MTZ, which is globally SW-NE to north-west trending from south to north (Fig. 1b).

The Mako Supergroup largely consists on mafic-ultramafic and felsic volcanic rocks intruded by numerous granitic plutons. The Mako volcanic assemblage is dated in the range of 2213–2196 Ma and the ages of their granitic intrusions lie between 2160 and 2070 Ma (Dia et al., 1997; Pawlig et al., 2006). The volcanic packages and the



**Fig. 1.** Location map of Kédougou-Kéniéba Inlier (KKI) within the West African Craton (WAC). **a-** Schematic map of the major Precambrian shields of the WAC (simplified from (Gueye et al., 2008)). (1) Limits of the WAC. (2) Post-Paleozoic cover. (3) Neoproterozoic and Paleozoic. (4) Pan-African and Hercynian belts. (5) Lower Proterozoic. (6) Archean. **b-** Schematic geological map of the KKI, locating the study area (modified after (Bassot, 1997)). (1) D2 major shear zones. (2) Neoproterozoic and Paleozoic. (3) Dialé-Daléma Supergroup (DDS). (4) Carbonates. (5) Calc-alkaline volcanic rocks. (6) Saraya and Badon-Kakadian Batholiths. (7) Boboti clinopyroxen bearing granitoid.

**Fig. 1.** Carte de localisation de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (KKI) dans le Craton Ouest Africain (WAC). **a-** Carte schématique des principaux boucliers précambriens du WAC (simplifiée de (Gueye et al., 2008)). (1) Limites du WAC. (2) Couverture post-paléozoïque. (3) Néoprotérozoïque et Paléozoïque. (4) Ceintures pan-africaines et hercyniennes. (5) Protérozoïque inférieur. (6) Archéen. **b-** Carte géologique schématique de la KKI, localisant le secteur d'étude (modifiée d'après (Bassot, 1997)). (1) Cisaillements majeurs D2. (2) Néoprotérozoïque et Paléozoïque. (3) Supergroupe de Dialé-Daléma (DDS). (4) Carbonates. (5) Roches volcaniques calco-alkalines. (6) Batholithes de Saraya et Badon-Kakadian. (7) Granitoïde à clinopyroxènes de Boboti.

granitoids are interpreted to have been island arc affinities on the basis of geochemical and petrological data (Dia, 1988; Dia et al., 1997; Diallo et al., 1993; Pawlig et al., 2006).

The Dialé-Daléma Supergroup (DDS) is composed of sedimentary rocks including volcanoclastics to calc-alkaline volcanic rocks and is intruded in its centre by the plutonic complex of Saraya and the plutons of Balangouma

and Boboti (NDiaye et al., 1997). The lithologic succession of the DDS was established by the Senegalian-Soviet party for Gold research (*Mission de recherche, 1970–1973*) who defined two lithological groups in the DDS. The lower group (B1) comprises sandstones, quartz-bearing wackes, greywacke alternances with strong tourmalinized levels, and carbonates. The upper group (B2) is composed of greywackes, schists, pelites and intercalated beds of conglomerates. The clastic rocks of the DDS were interpreted to have been deposited in an intra-cratonic basin (Bassot, 1997; Ledru et al., 1991). Milési et al. (Milési et al., 1986) distinguished from base to top: (1) turbidites with argillite intercalations; (2) strongly tourmalinized sandstone; (3) siltstone and carbonate intercalated with acid pyroclastics and intruded by acid to intermediate dykes. Rare massive sulphide bodies and the great Falémé iron-ore deposits lie in the topmost stratigraphic position.

The lithological succession of KKI is highly controversial concerning the priority between the sedimentary basin series of DDS and the volcanic belt series of Mako Supergroup (Abouchami et al., 1990; Bassot, 1966; Dia, 1988; Ledru et al., 1989; Milési et al., 1989a, 1989b; Ngom, 1989). The controversial lithostratigraphy of the KKI is not directly incident to this paper.

The structural evolution of the Paleoproterozoic terranes in the WAC is interpreted in terms of monocyclic or polycyclic tectonic phases by different authors. The basis of monocyclic interpretation is either the geosynclinal model or a Phanerozoic plate-tectonic model (Abouchami et al., 1990; Bassot, 1966; Leube et al., 1990). The monocyclic evolution implies that deformation of the series would have occurred after the major phase of accretion and before the fluvio-deltaic deposits. The basis for the polycyclic evolution is the polyphased character of structural and metamorphic sequences, recognized in different areas of the WAC (Bard, 1974; Ledru et al., 1991; Milési et al., 1992). Bassot (Bassot, 1987) and Bertrand et al. (Bertrand et al., 1989) recognized the polycyclic character of the KKI tectonic evolution, suggesting that the bases of Mako and DDS are almost everywhere polyphased.

According to three main geodynamic models, the Paleoproterozoic tectonics has been interpreted as: (1) collision tectonics similar to the Alpine and Himalayan orogenies (Shackleton, 1986); (2) ridge tectonics with dominant vertical movements (Condie, 1986; Kröner, 1984) and (3) transcurrent tectonics between at least two rigid cratonic blocks (Onstott and Hargraves, 1981; Onstott et al., 1984; Sutton and Waston, 1974).

In Senegal and Mali, the geodynamic evolution of the Birimian formations is characterized by four tectonic events (Ledru et al., 1991): (1) an extensional B1 phase, associated with sedimentary deposits and fissure-rupture volcanics of tholeiitic type; (2) a tangential compression deformation D1 phase, with the tendency towards thrusting, affecting the Lower Birimian succession; (3) an extensional B2 phase associated with fluvio-deltaic deposits and calc-alkaline volcanic emissions; and (4) a compressional transcurrent tectonic phase D2, located in the large north-south to SW-NE shear zones and associated with emplacement of granitoids.

### 3. Structural data

#### 3.1. The Kolia-Boboti sedimentary Basin

The north-south trending Kolia-Boboti sedimentary Basin (KBB) corresponds to the eastern part of the DDS, bounded to the east by the Falémé River and to the west by Boboti pyroxene bearing granite (Figs. 1b, 2a). The KBB includes: (1) quartz bearing wackes, argillites, greywackes which strongly tourmalinized at the base; and (2) alternance of sandstones, greywackes and schists showing some conglomerate lens, and carbonates with acid pyroclastics which are intruded by acid to intermediate dykes at the top. The sedimentary rocks of the KBB gave ages in the range of 2165–2096 Ma (Hirdes and Davis, 2002). An important calc-alkaline volcanic complex (andesites, occasionally rhyolites) took place around 2099 Ma (Hirdes and Davis, 2002; Milési et al., 1989a) between the lower and the upper sediments of the Daléma basin (Bassot, 1987). Later on, the KBB was intruded by several granitoid stocks at around 2000 Ma (Bassot et al., 1984) which partially convert to albitite (Bassot, 1997). The KBB is hosted by Fe, Au and U mineralizations linked to hydrothermal exhalation yielding extensive tourmalinization, chloritization and albitisation (Bassot, 1997; NDiaye, 1994; Wade, 1985).

All sedimentary rocks are isoclinally folded. Folds are upright or slightly overturned to the south-east (Fig. 2b). The important network of north-south to NE-SE trending transcurrent faults crosscut the KBB. The most important is the SMF.

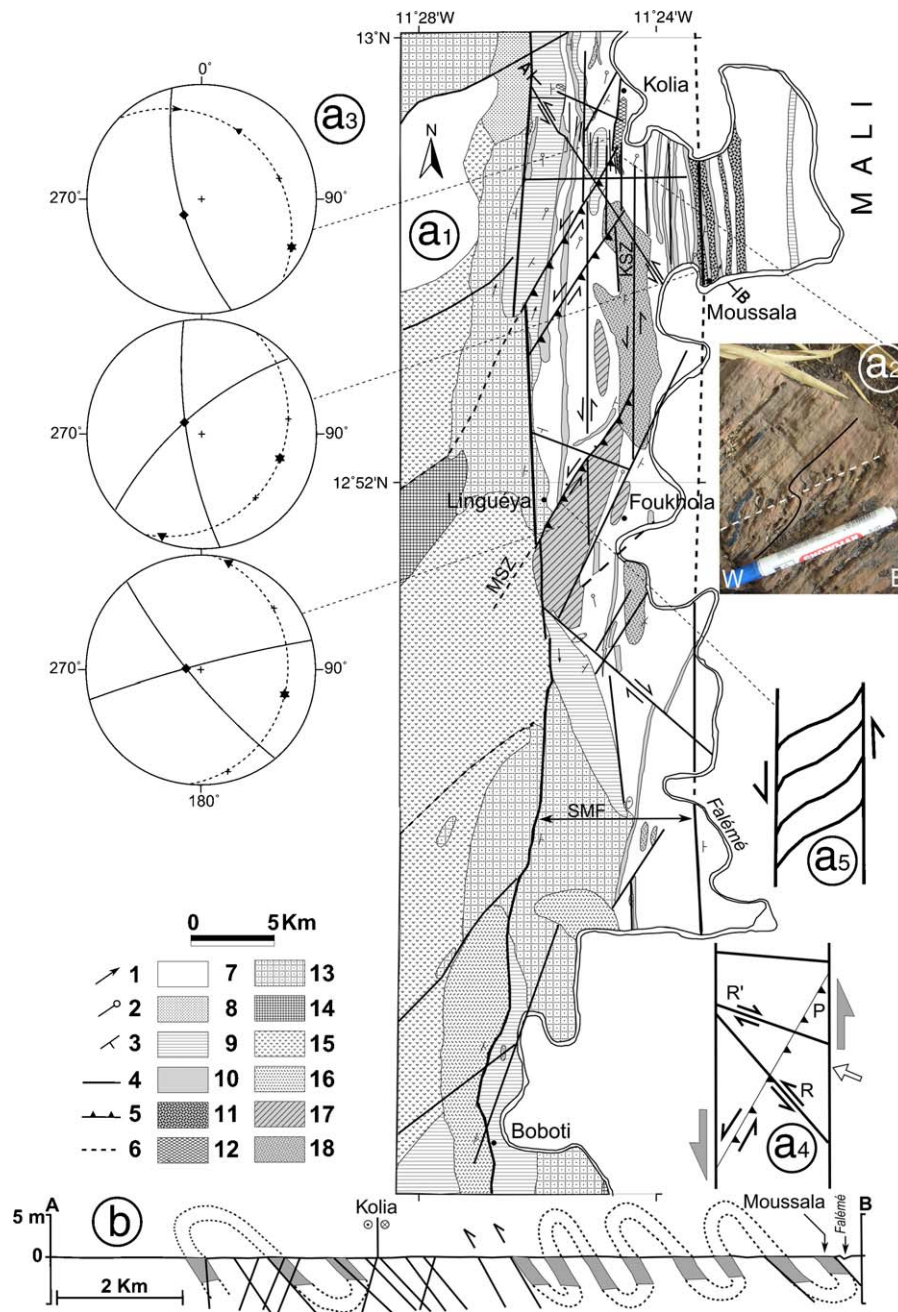
#### 3.2. Structural elements of Kolia-Moussala corridor

The Kolia-Moussala corridor corresponds to the Senegalese northern part of the SMF. Its north-south oriented structure, 17 km long and 12–13 km wide, is located just in the south part of the Kolia village (Fig. 2a<sub>1</sub>). The outcrops are composed of 0.5–1 km wide north-south trending bands of quartzites alternated with argillites, carbonates and shear breccias, albitites, greywackes and granitoid rocks. Occasionally outcrop bands show slightly asymmetric recumbent folds.

The dominant structural feature in the Kolia-Moussala corridor is north-south to SW-NE trending network of crustal scale shear zones. This network is associated with north-south to SW-NE foliation, defined by an alignment of silicate ribbons in the carbonate rocks. The foliation plane is mostly east or south-east dipping and contains well developed N10° to N20° oblique trending stretching lineation, characterized by clastic and aggregate elongations. The foliation is associated with several kinematic indicators, composed of intense S/C fabrics, flanking fold structures and asymmetric recumbent synfolial folds, preserving a predominant sinistral strike-slip (Fig. 2a<sub>2</sub>).

At Moussala, south-east of Kolia, Eburnean rocks composed mainly of tourmalinized sandstones, argillites and greywackes also crop in north-south linear bands. The linear feature is in relationship with folding and boudinage of different competent layers. The folding axial plane is related to S<sub>2</sub> foliation trending north-south to N20°.





**Fig. 2.** **a<sub>1</sub>**- Lithotectonic map of the Daléma basin (after (Randgold Resources, 2008), modified). (1) Stretching lineation. (2) Fold axis. (3) Foliation planes. (4) Shear zones. (5) Thrusting shear zones. (6) Supposed shear zones. (7) Fine-grained sediments (argillites). (8) Sandstones. (9) Quartzites. (10) Tourmalinized sandstones. (11) Greywakes. (12) Sheared breccias. (13) Granitoids. (14) Andesitic breccias. (15) Andesites. (16) Basalts. (17) Carbonate breccias (cargneules). (18) Albitites. **a<sub>2</sub>**- Photograph on a horizontal plane showing sinistral S- type flanking fold structures marked by the development of a fold train followed by a generation of fault or shear zones in the core of the structure within Kolia quartzites. **a<sub>3</sub>**- Lower hemisphere equal-area projections of the best-fit finite strain axes and principal planes of strain. Estimate of the strain axes in three zones of the study area (Kolia: x: N29° 21'NW; y: N223° 67' SW; z: N118° 08' SE. Moussala: x: N202° 02' SW; y: N303° 70' NW; z: N106° 19' SE. Linguéya: x: N15° 03' NE; y: N274° 75' EW; z: N107° 15' SE). (◀) Measured slickensides. (▼) Maximum x. (◆) Intermediate y. (★) Minimum z. (+) Plane poles. **a<sub>4</sub>**- Fractures associated with the Riedel model, showing the relationship between the orientation of the main compressional strain axis and the direction of shearing. Synthetic (P,R) and antithetic (R') faults. **a<sub>5</sub>**- Sinistral S/C fabrics evidenced in the cargneules east of Linguéya. **b**- Schematic A-B cross-section between Moussala and north-west Kolia showing the main P2a asymmetric isoclinal folds, associated with south-east dipping reverse faults. At Kolia, these faults are locally combined with high angle north-west dipping faults, suggesting a "positive flower structure" pattern.

**Fig. 2.** **a<sub>1</sub>**- Carte lithostructurale du bassin de Daléma (d'après (Randgold Resources, 2008), modifiée). (1) Linéation d'étirement. (2) Axe des plis. (3) Plans de foliation. (4) Cisailllements. (5) Chevauchements. (6) Cisailllements supposés. (7) Sédiments fins (argillites). (8) Grès. (9) Quartzites. (10) Grès tourmalinisés. (11) Grauwakes. (12) Brèches tectoniques. (13) Granitoïdes. (14) Brèches andésitiques. (15) Andésites. (16) Basaltes. (17) Brèches carbonatées (cargneules). (18) Albitites. **a<sub>2</sub>**- Photo sur le plan horizontal montrant des structures senestres de flancs plissés de type S, marquées par le développement d'un train de

A north-south to N20° stretching lineation, dipping 20° northward to north-eastward, occurred on foliated planes underlined by aggregates of elongated minerals and clasts.

The main strain axis orientation is established through ductile-brittle structures. In fact, in the competent rocks of the area (albitites, fine-grained greywackes, andesites, etc.), ductile deformation is relayed by ductile-brittle structures (conjugated shear joints, fault exposed furrows, tension cracks, etc.). Geometrical analysis of the ductile-brittle structures like conjugate shear-joints, furrow orientations, allowed us to define the main finite strain axes associated with this Eburnean event. In the Kolia and Moussala targeted zones, the orientation of the main finite compressional strain axis is estimated at around N110° (Fig. 2a<sub>3</sub>). This directional feature is of high angle (> 45°) compared to the main shear zone trend, suggesting a sinistral transpression (Fig. 2a<sub>3,a4</sub>). The spatial geometrical relationship between shear zones geometry and main compressional strain axis is comparable to the sinistral Riedel faults system (Fig. 2a<sub>4</sub>). All these structural features result from a transcurrent and compressional D2 phase of Eburnean orogeny. It is related to a north-south to N20° thinning and a vertical thickening of the Eburnean formations.

### 3.3. The Linguéya-Boboti corridor

It is an area located between Linguéya at the north and Boboti at the south, limited respectively at the east and the west by the Falémé river and Boboti granite. It is mainly composed of carbonate breccias (cargneules), albitites, argillites, quartzites, basalts, andesites and granitoids. The outcrops are elongated and often present “boudinage” shapes along a north-south to north-east direction. Between Linguéya and Foukola, cargneules show an S-shape fabric, indicating a north-south sinistral shear (Fig. 2a<sub>1</sub>). S/C structures recognized in the field (S = N90°, C = N40°) corroborate sinistral movement (Fig. 2a<sub>5</sub>). The shear zones of the Linguéya-Boboti corridor are characterized by a north-south to north-east oriented S<sub>2</sub> foliation steeply dipping, mainly eastward. This foliation plane carries a stretching lineation and fold axes oriented from N340° to N25° oriented.

Locally, in the east of Linguéya, the Mandankhoto minor SW-NE thrusting shear zone (MSZ) can be observed. It locally affects the cargneules which display kinematic microstructures (S/C fabrics, synfolial folding) indicating a south-east toward north-west thrusting and a sinistral shearing (Fig. 2a<sub>5</sub>). Lineation stretching N350° oriented, is highlighted on foliation planes by mineral aggregates. The main axis of compressional strain has the same orientation as that of the Kolia-Moussala sector (Fig. 2a<sub>3</sub>). These

different structural elements can be attributed to the sinistral transpression of Eburnean D2 phase.

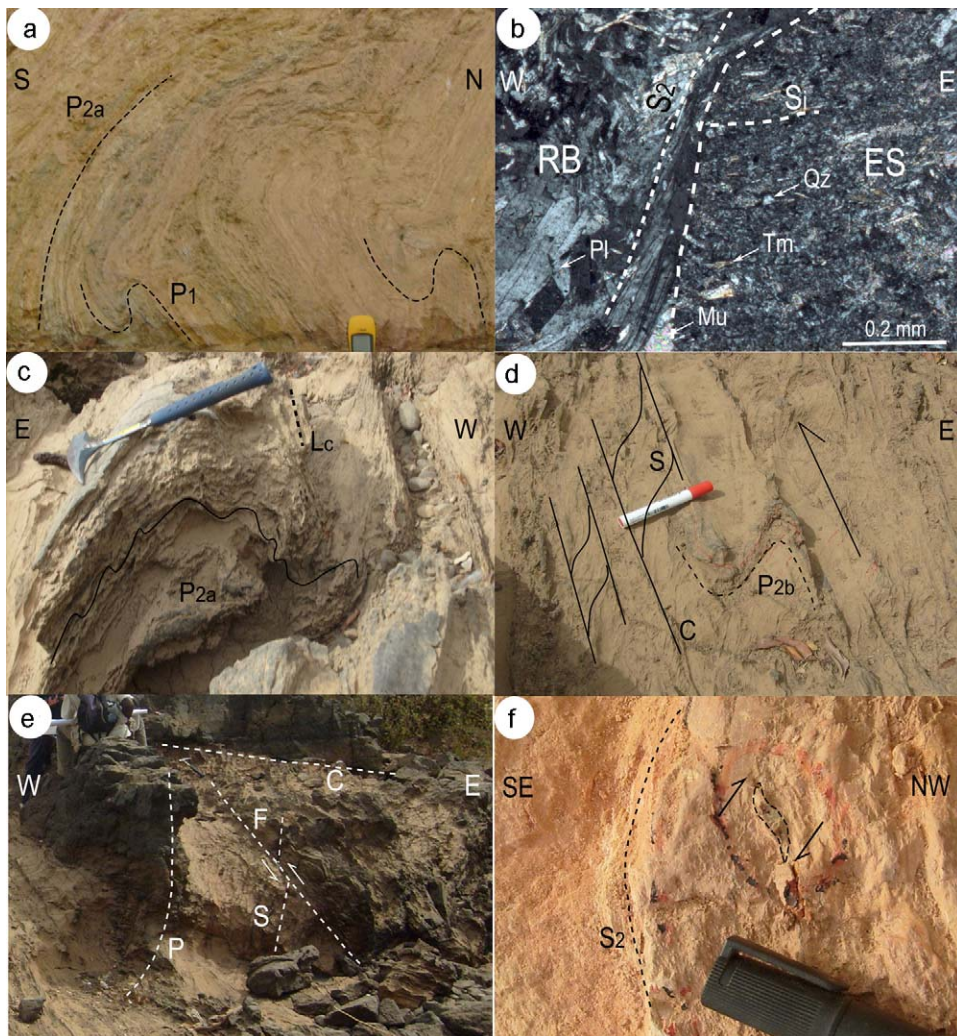
### 3.4. Folding and thrusting structures

The KBB rocks are affected by at least two generations of folds, resulting from polycyclic Eburnean orogeny. At the south of Kolia, P1 folds appear refolded in the hinge of large decametric P2a folds, drawn by quartzite beds within tourmalinized argillites (Fig. 3a). P1 folds are overturned to recumbent folds showing a N040° 20°NE trending axis and a north-west folding vergence. They are synchronous to S<sub>0</sub>S<sub>1</sub> schistosity and affect Lower Birimian B1 tourmalinized fine-grained sediments. Thin sections in the tourmalinized fine-grained sediments and in the volcanic dyke samples show a well-recorded internal schistosity (Si). In the tourmalinized fine-grained sediments, Si is highlighted by quartz inclusions in the tourmaline porphyroblasts. In mafic rocks, Si also appears in the sedimentary inclusions and is underlined by the alignment of tourmaline grains and is coated by S<sub>2</sub> (Fig. 3b). This internal schistosity (Si) corresponds to the S<sub>0</sub>S<sub>1</sub> schistosity which often transposed in the stratification plane. It is cross-cut by the north-south to SW-NE foliation which represents the S<sub>2</sub> schistosity. P1 folds and S<sub>0</sub>S<sub>1</sub> schistosity could result from north-west vergence shallow thrusting related to the early D1 Eburnean event (Ledru et al., 1991; Milési et al., 1989a; Milési et al., 1992).

The north-south various parallel rock band outcrops result from isoclinal folding, south-east dipping (Fig. 2b). This folding, namely P2a, occurs frequently in the KBB and affects all the sedimentary rocks and locally refolds the P1 folds (Fig. 3a,c). In the Kolia shear zone, P2a folds are characterized by a sub-horizontal north-south to N20° trend axis, slightly curved and dipping northward. In the incompetent rocks, P2a folds show centimetric drag folds which developed crenulation lineation in the fold hinge, sub-horizontal north-south to N20° trending (Fig. 3c). This crenulation lineation is deformed by the P2a folds. The P2a folding is associated with asymmetric recumbent synfolial P2b folds, which are well developed in the shear zone corridors and characterized by N20° trending axes, N60° dipping (Fig. 3d). The P2a fold axes and the crenulation lineations occur at a high angle from each other, defining type II interference fold patterns in the shape of upright or asymmetric early folds and recumbent asymmetric folds. The coexistence of folding and shearing can be understood as the effect of partitioning deformation (Bell, 1981) at mid-crustal-depth. Upright to asymmetric folds within the shear zone have produced vertical thickening, and horizontal thinning and stretching parallel to the shear trend. The P2 folds are associated with the axial schistosity

plis suivis d'une génération de faille ou de cisaillements, au cœur de la structure dans les quartzites de Kolia. **a<sub>3</sub>**- Projections à aire égale (hémisphère inférieur) du meilleur ajustement des axes de déformation finie et des plans principaux de déformation. Estimation des axes de déformation dans trois secteurs de la région d'étude (Kolia : x : N29° 21'NW ; y : N223° 67'SW ; z : N118° 08'SE. Moussala : x : N202° 02'SW ; y : N303° 70'NW ; z : N106° 19'SE. Linguéya : x : N15° 03'NE ; y : N274° 75'EW ; z : N107° 15'SE). (◀) Stries mesurées. (▼) Maximum x. (◆) Intermédiaire y. (★) Minimum z. (+) Pôle des plans. **a<sub>4</sub>**- Fractures liées au modèle de Riedel, montrant la relation entre l'orientation de l'axe de raccourcissement principal de la déformation et la direction de cisaillement. Failles synthétiques (P,R) et antithétique (R'). **a<sub>5</sub>**- Illustration schématique des structures C/S senestres dans les cargneules à l'est de Linguéya. **b**- Coupe schématique A-B entre Moussala et le nord-ouest de Kolia montrant les principaux plis isoclinaux asymétriques P2a, associés aux failles inverses à pendage sud-est. A Kolia, ces failles sont localement associées à des failles à fort pendage nord-ouest, suggérant un modèle de « structure en fleur positive ».





**Fig. 3.** (a) Overturned P1 fold appearing in the flank of a P2a fold, emphasized by dark tourmalinized levels in argillites at the west of Moussala. (b) Sedimentary inclusion (ES) with an internal schistosity (Si) highlighted by aligned tourmaline (Tm) grains within a mafic rock (RB) exhibiting an  $S_2$  schistosity, north of Kolia. Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Mu: Muscovite. (c) Isoclinal asymmetric fold P2a showing drag folds and axial crenulation lineation (Lc) in the fold hinge. (d) Synfolial sub-vertical P2b fold associated with sinistral S/C microstructure fabrics in the Kolia shear zone. (e) Flat thrusting (C), reverse fault (F),  $S_2$  schistosity (S) and P2a flattened limb (P) in the Kolia shear zone. (f) “ $\sigma$  clast” wrapped in  $S_2$  schistosity, indicating a south-east towards north-west thrust in the argillites, south of Kolia.

**Fig. 3.** (a) Pli P1 renversé visible sur le flanc d'un pli P2a, dessiné par les niveaux sombres tourmalinisés dans les argillites à l'ouest de Moussala. (b) Enclave sédimentaire (ES) à schistosité interne (Si) soulignée par l'alignement de grains de tourmaline (Tm) dans une roche basique (RB) à schistosité  $S_2$ , au nord de Kolia. Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Mu: Muscovite. (c) Pli isoclinal asymétrique P2a montrant des plis d'entraînement et une linéation de crénulation (Lc) à la charnière du pli. (d) Pli synfolial sub-vertical P2b associé à des microstructures C/S senestres dans la zone de cisaillement de Kolia. (e) Chevauchement en plat (C), faille inverse (F), schistosité  $S_2$  (S) et flanc laminé de pli P2a (P) dans la zone de cisaillement de Kolia. (f) «  $\sigma$  clast » emballés dans la schistosité  $S_2$ , indiquant un chevauchement du sud-est vers le nord-ouest dans les argillites, au sud de Kolia.

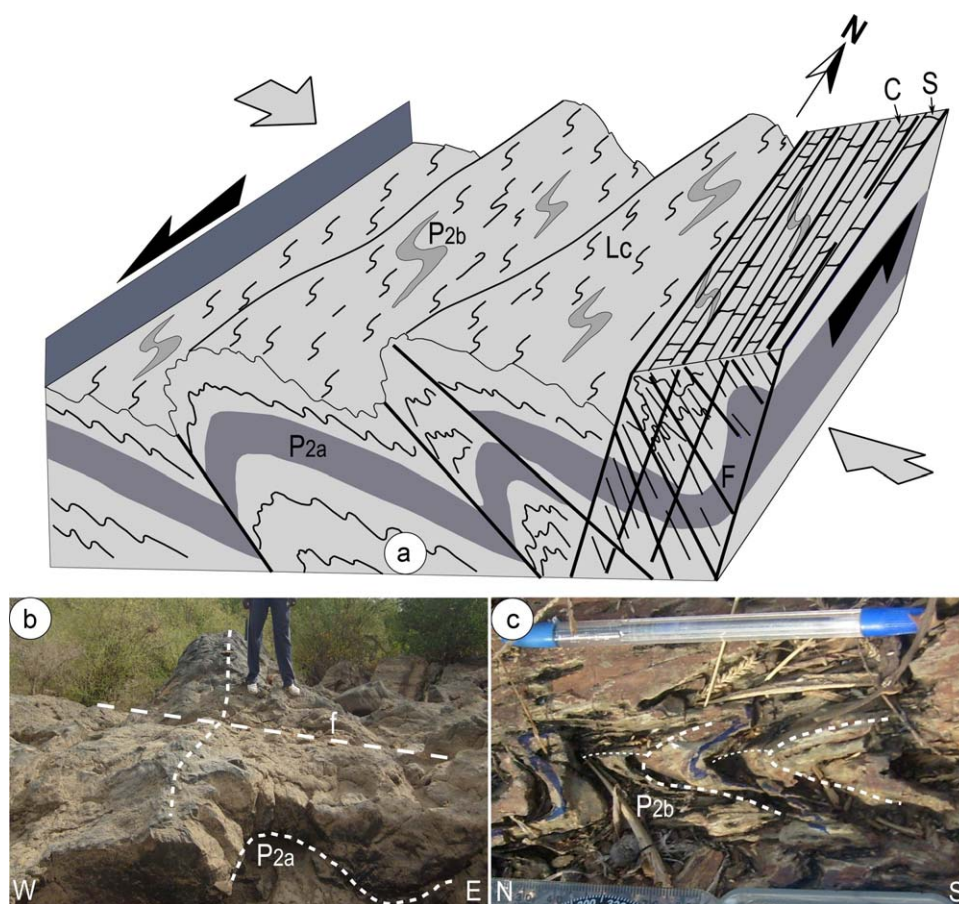
$S_2$  plane and result from the transpressional D2 phase of the Eburnean event.

D2 structures are intersected by thrusting flats and ramps (Fig. 3e) showing north-west vergence kinematic microstructures (Fig. 3f). The thrusting flats correspond to the sub-horizontal plane slightly dipping ( $> 15^\circ$ ) to the south-east and showing aggregate and mineral elongation stretching lineation that trends N115°. They perpendicularly intersect the sub-vertical  $S_2$  schistosity (Fig. 3e). Thrusting ramps show a high-angle dip toward the south-east and carry a sub-vertical N120° trending mineral stretch lineation. Both thrusting flats are associated with

SW-NE trending reverse faults, south-easterly dipping which laminated the P2a reverted limbs (Fig. 3e). This thrusting deformation is related to the D2c Eburnean late phase.

#### 4. Discussion and conclusions

The KBB in the eastern part of the KKI is mostly composed of sedimentary and volcanic rocks, intruded by several granitoids. The structural deformation, previously described (Ledru et al., 1989; Ledru et al., 1991; Milési et al., 1986), is characterized by two compressional phases,



**Fig. 4.** (a) 3D schematic pattern showing how different structural features are related: P2a and P2b folds, crenulation lineation (Lc), S/C fabrics, north-west and south-east dipping reverse faults (F) in the Kolia shear zone. Grey arrows represent the major shortening direction, black arrows show strike-slip movement. Photographs of curved axes P2a (b) and P2b (c) folds observed at Kolia and Moussala respectively. f: fracture.

**Fig. 4.** (a) Modèle schématique 3D montrant la relation entre les détails des différentes structures : plis P2a et P2b, linéation de crénulation (Lc), structures C/S, failles inverses à pendages nord-ouest et sud-est (F) dans la zone de cisaillement de Kolia. Les flèches grises représentent la direction du raccourcissement principal, les flèches noires montrent le mouvement de décrochement. Photos de plis à axes courbes P2a (b) et P2b (c) observés respectivement à Kolia et Moussala. f : fracture.

namely D1 and D2. The D1 phase is a thrusting deformation while the D2 phase is a transcurrent deformation localized in large north-south to SW-NE shear zone corridors.

The detailed structural mapping of the KBB area allowed us to evidence three Eburnean compressional tectonic phases within these Birimian terranes. The early Eburnean compressional D1 phase affects the Lower Birimian sedimentary rocks. This thrusting deformation is associated with isoclinal overturned folds P1, N040° 20°NE trending axes (Fig. 3a). The  $S_0S_1$  foliation corresponding to the P1 fold axial plane is often transposed in the stratification plane. In thin sections,  $S_0S_1$  schistosity is recorded (1) under an internal schistosity shape (Si) within ante-kinematic porphyroblastic grains of tourmaline and (2) by fine-grained tourmalines in sedimentary inclusions within mafic rocks. This internal schistosity is wrapped in the  $S_2$  schistosity (Fig. 3b). The D1 Early Eburnean compression was also described and interpreted (Ledru et al., 1991) as a fairly high crustal-level tectonic activity.

The Eburnean compressional and transpressional D2 phase is the second orogeny event. Transpression usually describes a style of deformation that involves collisional orogen accompanied by strike-slip shears across a given zone. The D2 phase is a continuum of deformation that started by a compressional deformation D2a, continued by the D2b transpressional deformation (Fig. 4) and ended by D2c thrusting (Fig. 3e). Compressional deformation is responsible for large isoclinal P2a folds, while transpressional deformation produces simultaneously P2b synfolial recumbent folds, and north-south to SW-NE shear zones. Transpressional deformation is also responsible for the deformation of crenulation lineation of the P2a folds (Fig. 4a) and the curvature of fold axes (Fig. 4b,c). Oblique movements resulting from transpressional deformation is recorded on foliation planes by a stretching lineation dipping 20–25° toward the north – north-east. This oblique movement took place mainly in the north-south to SW-NE slip-thrust faulting, dipping toward the south-east. The angle between the orientation of the main compressional strain axis and the direction of shearing is higher than 20°



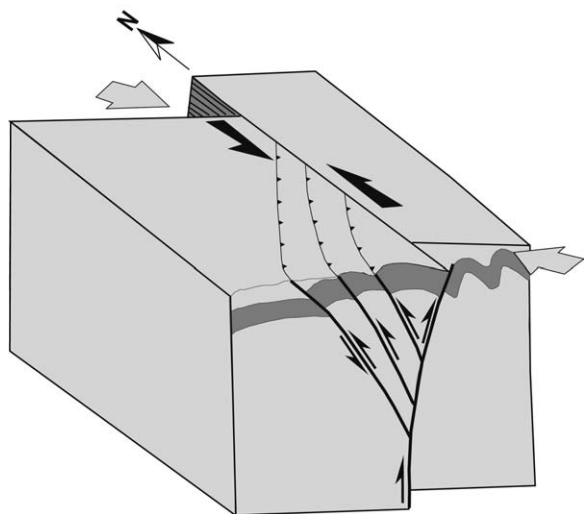


Fig. 5. 3D Transpressional model showing a “positive flower structure” and its behaviour at depth in the Kolia shear zone. Same notations as in Fig. 4.

Fig. 5. Modèle de transpression 3D montrant une « structure en fleur positive » et son comportement en profondeur dans la zone de cisaillement de Kolia. Mêmes notations qu'en Fig. 4.

(Fig. 2a<sub>4</sub>). However, in the shear zone of Kolia, the core of the SMF, these high-angle faults change progressively and dip toward the north-west (Figs. 2b, 4a). The geometry of such a slip-thrust can be interpreted as a “positive flower structure” (Fig. 5). The obliqueness of the north-south and SW-NE trending faults and the association of co-planar thrusting and strike-slip faults, also evidenced a “positive flower structure” (Ramsay and Huber, 1987; Sylvester, 1988). These transpressional faults would be an ultimate expression, on the surface, of a north-south deep-rooted sinistral shear contact (Fig. 5). In fact, experimental studies show that slip-thrusting faults are either straight or curved but converge at the basement of structures (Richard and Cobbold, 1989). These faults are more vertical when the strike-slip rate is important. Analyses of the main strain axes, based on the geometry of ductile-brittle structures, indicate that the maximum compressional axis appeared with a high rotation angle ( $> 20^\circ$ ) around a sub-vertical axis regarding the local boundary zones (Fig. 2a<sub>2</sub>, a<sub>3</sub>). This is consistent with high angle oblique sinistral shortening (i.e. pure shear dominated transpression). The orientation of the main strain axis may locally vary, especially in the southern part of the study area where the maximum compressional axis is trending  $\sim N160^\circ$ . This is to be investigated in a further study. The characterization of a D2 compressional and transpressional phase, showing a “positive flower structure”, constitutes a new feature pattern in the evolution of the Eburnean orogeny of the KKB.

The D2c phase of thrusting is the late deformation event recorded by the KBB formations. It is characterized by north-westward thrusting flats and ramps, well displayed in the Kolia area through kinematic microstructures (Fig. 3f). Thrusting structures intersect D2 structures. They are associated with reverse faults which create rupture and

lamination of P2a reverted limbs (Fig. 3e). The D2c thrusting phase has been implicitly recognized in the Mako Supergroup by Gueye et al. (Gueye et al., 2008) to be responsible for the emplacement of the GIV granitoids of Mamakono and Tinkhoto. South of the WAC, Milési et al. (Milési et al., 1992) also recognized locally the Late Eburnean D2c thrusting phase, similar to that occurring in the KBB. This D2c thrusting phase must be more documented in the Birimian terranes of KKI.

The identification of D2a compressional and D2b transpressional phase, and D2c thrusting phase of north-west vergence, which are at the origin of the described “positive flower structure”, and flats and ramps thrusting in the KBB respectively, provides new insights into the tectonic evolution of the Eburnean orogeny of the KKI. For the structural evolution of the KBB, the eastern part of the KKI, we evidenced two major compressional phases (D1 and D2), separated by extensional deformations, characterized by sedimentary deposits and volcanic streams.

## Acknowledgments

We are indebted to D. Mbaye and the staff of the Rangold Resources (Senegal) for their assistance and the logistics in the field. We are grateful to both the two anonymous referees for their constructive comments which helped us to improve the final version of the manuscript.

## References

- Abouchami, V., Boher, M., Michard, A., Albarède, F.N.T., 1990. A Major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Geophys. Res. Lett.* 95, 17605–17629.
- Bard, J.P., 1974. Remarques à propos de l'évolution géotectonique du craton Ouest-Africain en Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. D* 278, 2405–2408.
- Bassot, J.P., 1966. Étude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. *Mémoires B.R.G.M.* 40, 1–332.
- Bassot, J.P., 1987. Le complexe volcano-plutonique calco-alcalin de la rivière Daléma (Est Sénégal) : discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogénie éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *J. Afr. Earth Sci.* 6 (1), 109–115.
- Bassot, J.P., 1997. Albitisations dans le Paléoprotérozoïque de l'Est Sénégal : relations avec les minéralisations ferrifères de la rive gauche de la Falémé. *J. Afr. Earth Sci.* 25 (3), 353–367.
- Bassot, J.P., Dommanget, A., 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins sénégal-maliens. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 302, 1101–1106.
- Bassot, J.P., Caen-Vachette, M., Toriumi, A., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal. Implication sur l'histoire géologique du Birimien dans cette région. In: Klerkx, J., Michot, J. (Eds.), *Géologie Africaine*. Tervuren, Belgique, pp. 191–209.
- Bell, T.H., 1981. Foliation development- the contribution, geometry and significance of progressive bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* 75, 263–296.
- Bertrand, J.M., Dia, A., Dioh, E., Bassot, J.P., 1989. Réflexions sur la structure interne du craton Ouest-Africain au Sénégal oriental et confins guinéo-maliens. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 309, 751–756.
- Bonhomme, M., 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. *Ann. Fac. Sci. Univ., vol. 5*. Clermont-Ferrand, France, 62 p.
- Condie, K.C., 1986. Origin and early growth rate of continents. *Precambrian Res.* 32, 261–278.
- Dia, A., 1988. Caractères et significations des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda-Laminia (Nord de la Boutonnière de Kédougou). Un modèle géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Thèse d'État, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 350 p.

- Dia, A., Van Schmus, W.R., Kröner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a palaeoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, eastern Senegal, West Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 24 (3), 197–213.
- Diallo, D.P., Debat, P., Rocci, G., Dia, A., Ngom, P.M., Sylla, M., 1993. Pétrographie et géochimie des roches métavolcanodétritiques du Protérozoïque inférieur du Sénégal oriental dans le supergroupe de Mako (Sénégal, Afrique de l'Ouest) : incidences géotectoniques, vol. 23. Publications Occasionnelles CIFEG, Paris, pp. 11–15.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommanget, A., Calvez, J.Y., Boher, M., Abouchami, W., 1989. La limite Archéen-Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest : une zone de chevauchement majeur antérieure à l'accident de Sanssandra : l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 309, 1847–1853.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Ouedraogo, M.F., Prost, A., 1990a. La « ceinture » protérozoïque inférieure de Boromo-Goren (Burkina-Faso) : un exemple d'interférence entre deux phases transcurrentes éburnéennes. *C.R. Acad. Sci. Paris Ser. II* 310, 1353–1360.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Verhaeghe, Ph., Johan, V., 1990b. Le domaine de Toulépleu-Ity (Côte d'Ivoire) : une unité « birimienne » charriée sur les gneiss archéens du domaine de Kénéma-Man lors des premiers stades de l'orogénèse éburnéenne. *C.R. Acad. Sci., Paris Ser. II* 310, 285–291.
- Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milési, J.P., Bouchot, V., 2006. The Paleoproterozoic Ghanaian province: geodynamic model and ore controls, including regional stress modelling. *Precambrian Res.* 149, 149–196.
- Gueye, M., Ngom, P.M., Diène, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (eastern Senegal, West Africa). *J. Afric. Earth Sci.* 50, 88–110.
- Hirdes, W., Davis, D.W., 2002. U-Pb geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the Eburnean province. *Precambrian Res.* 118, 83–99.
- Kröner, A., 1984. Changes in plate tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. *Bull. Soc. Geol. France.* 7 (26), 297–319.
- Ledru, P., Milési, J.P., Vinchon, C., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., 1988. Geology of the Birimian series of Ghana. In: *Asbtr. Int. Conf. And Workshop on the Geology and Exploration in Ghana and in selected Other Precambrian Terrains*, Ghana Geol. Surv. Dept., Accra Ghana, pp. 26–27.
- Ledru, P., Pons, J., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 308, 117–122.
- Ledru, P., Pons, J., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Res.* 50, 337–354.
- Lemoine, S., 1982. Le décrochement ductile de Brobo, un linéament éburnéen majeur, son rôle possible dans l'orogénèse éburnéenne en Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 295, 601–606.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauers, R., Kesse, G.O., 1990. The Early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Res.* 46, 139–165.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerx, J., 1991. Short-lived Eburnean orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U–Pb and Rb–Sr geochronology. *Precambrian Res.* 50, 111–136.
- Milési, J.P., Diallo, M., Feybesse, J.L., Keita, F., Ledru, P., Vinchon, C., Dommanget, A., 1986. Caractérisation lithostratigraphique de deux ensembles successifs dans les séries birimiennes de la fenêtre de Kédougou (Sénégal-Mali) et du Niandian (Guinée) : implications géologiques, vol. 10. Publications Occasionnelles CIFEG, Paris, pp. 113–121.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommanget, A., Ouedraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegye, M., Calvez, J.Y., Lagny, P., 1989a. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostratigraphique au Protérozoïque inférieur. *Chron. Rech. Minière* 497, 3–98.
- Milési, J.P., Ledru, P., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., 1989b. Lower Proterozoic Succession in Senegal and Mali (West Africa): Position of Sediment Hosted Ag and Fe Deposits of Loulo Area and Significance in Terms of Crustal Evolution, vol. 15/16. Publications Occasionnelles CIFEG, Paris, pp. 135.
- Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Res.* 58, 305–344.
- Mission de recherche d'Or Sénégal-Soviétique (1970–1973). Divers rapports inédits, Archives, Service géologique du Sénégal, Dakar.
- NDiaye, P.M., 1994. Évolution au Paléoprotérozoïque inférieur de la région Est Saraya (Super groupe de Dialé-Dalémé, Sénégal oriental) : tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. Thèse d'État, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 372 p.
- NDiaye, P.M., Dia, A., Viallette, Y., Diallo, D.P., Ngom, P.M., Sylla, M., Wade, S., Dioh, E., 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du Supergroupe de Dialé-Daléma (Sénégal oriental) : implications pétrogénétiques et géodynamiques. *J. Afr. Earth Sci.* 25 (2), 193–208.
- Ngom, P.M., 1989. Caractères géochimiques des formations birimiennes du Supergroupe de Mako. (Sabadola et ses environs). *J. Afr. Earth Sci.* 8 (1), 91–97.
- Onstott, T.C., Hargraves, R.B., 1981. Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature* 289, 131–136.
- Onstott, T.C., Hargraves, R.B., York, D., Hall, C.M., 1984. Constraints on the motions of South American and African Shiel during the Proterozoic I.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and paleomagnetic correlation between Venezuela and Liberia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 1045–1054.
- Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., Wemmer, K., Siegesmund, S., 2006. Geochemical and Sr–Nd isotopic data on Birimian formations of the Kédougou-Kéniéba Inlier (eastern Senegal): Implications on the Paleoproterozoic evolution of the West African Craton. *South Afr. J. Geol.* 109, 407–423.
- Pons, J., Oudin, C., Valéro, J., 1992. Kinematic of large syn-orogenic intrusions: example of the Lower Proterozoic Saraya Batholith (Eastern Senegal). *Geol. Rundsch., Stuttgart* 81 (2), 473–486.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. The Tectonic of Modern Structural Geology. Acad. Press, Orlando, Florida, 700p.
- Randgold Resources, 2008. Bambadji map at 1:50.000, Sénégal.
- Richard, P., Cobbold, P., 1989. Structures en fleur positives et décrochements crustaux: modélisation analogique et interprétation mécanique. *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II* 308, 553–560.
- Shackleton R.M., 1986. Precambrian collision tectonics in Africa. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds). *Collision tectonics*, Geol. Soc. London, Spec. Pub., Lyell collection, vol. 19, pp. 329–349.
- Sutton, J., Waston, J.V., 1974. Tectonic evolution of continents in Early Proterozoic times. *Nature* 247, 433–435.
- Sylvester, G.S., 1988. Strike-slip fault. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 100, 1666–1703.
- Valéro, J., Bouchez, J.L., Debat, P., Oudin, C., NDiaye, P.M., Pons, J., Rollet, M., 1986. Mise en place et évolution du granite de Saraya au sein des formations birimiennes de la fenêtre de Kédougou-Kayes. In: 13<sup>e</sup> Colloque de Géologie Africaine. St Andrews (Ecosse, 10–13 septembre), (Volume des résumés), pp. 30–31.
- Wade S., 1985. Contribution à l'étude des gisements de fer de la Falémé (Sénégal oriental). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université de Nancy I, France, 255p.





# Late Eburnean deformation in the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba Inlier, Sénégal

Moussa Dabo<sup>a,b</sup>, Tahar Aïfa<sup>b,\*</sup>

<sup>a</sup> Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, BP 5005 Dakar-Fann, Senegal

<sup>b</sup> Géosciences Rennes, UMR 6118, CNRS – Université de Rennes 1, Bat.15, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 16 July 2010

Received in revised form 2 November 2010

Accepted 8 February 2011

Available online 13 February 2011

### Keywords:

Sénégal

Kédougou-Kéniéba Inlier

Daléma

Transcurrent

Eburnean D<sub>3</sub> phase

Sénégal-Malian fault

Fold

Stress regime

## ABSTRACT

New structural data obtained within the Birimian formations of the Kolia-Boboti sedimentary basin evidenced a third D<sub>3</sub> Eburnean phase (2075–1980 Ma) of deformation in the Daléma supergroup of the Kédougou-Kéniéba Inlier (KKI). The D<sub>3</sub> phase is well exposed in the sedimentary rocks (quartzites, sandstones, greywackes, ...). It is expressed by a NW and EW fracture and shear foliation with oblique dips towards the south, southeast and southwest. This foliation is associated with asymmetric “Z-shaped” folds and with NW–SE or SW–NE dextral shear bands. The NW–SE and SW–NE dextral shear bands, which could be R and P respectively, are associated with sinistral N80°–90° trended shear bands which represent R'. The general architecture of the different structures related to the D<sub>3</sub> phase is characteristic of a dextral transcurrent deformation, affecting a large NS Sénégal-Malian tectonic corridor. Locally, the D<sub>3</sub> phase produced a moderate dextral reactivation of NS–N20° sinistral shear bands related to the D<sub>2</sub> Eburnean phase. The D<sub>3</sub> deformation phase is less significant than the D<sub>2</sub> phase and D<sub>3</sub> structures deform and intersect structures developed during the D<sub>2</sub> phase. The main stress responsible for the D<sub>3</sub> deformation, deduced from field observations, would be oriented EW to NE–SW.

© 2011 Elsevier Ltd. All rights reserved.

## 1. Introduction

The West African Craton (WAC) is made up of Archean and Paleoproterozoic (Birimian) rocks exposed respectively westward and eastward, in the Réguibat rise at the north and Léo rise in the south (Fig. 1a). The Birimian formations of the WAC are also located in the Kédougou-Kéniéba and Kayes inliers (Fig. 1a). Birimian terrains of the WAC are formed by high-grade gneisses and lower-grade metasedimentary and metavolcanic rocks intruded by granitoid plutons. The formation of these Paleoproterozoic supracrustal rocks and associated synvolcanic and syn- to late-kinematic intrusives marks a major juvenile crust-forming event that is loosely referred to as the ‘Eburnean orogeny’. Geochronological studies indicate that these rocks were formed over a maximum time interval of 2.27–1.9 Ga (Abouchami et al., 1990; Liégeois et al., 1991; Boher et al., 1992; Davis et al., 1994; Hirdes and Davis, 1998; Hirdes et al., 1992, 1996; Kouamelan et al., 1997; Doumbia et al., 1998; Gueye et al., 2008). Based on the detailed age relationships within and between eastern and western subprovinces of the Paleoproterozoic of the WAC, Hirdes and Davis (2002) define a general northwest-directed diachroneity in crustal development and regional deformation. The Eburnean orogen is characterized by a complex tectono-magmatic evolution (Ledru et al., 1989, 1991;

Milési et al., 1992; Feybesse and Milési, 1994; Pons et al., 1995; Dabo and Aïfa, 2010; Lompo, 2010; Vidal et al., 2010).

In the Kédougou-Kéniéba Inlier (KKI), and particularly in the Dialé and Daléma supergroups, Ledru et al. (1989, 1991) evidenced two Eburnean tectonic phases: (i) a D<sub>1</sub> phase, fairly high crustal level tectonic activity with a tendency towards thrusting; (ii) a D<sub>2</sub> phase related to the major sinistral shear zones and the emplacement of granitic intrusions (Pons et al., 1992). This second phase is responsible for large submeridian sinistral shear corridors, where the most important are: The Main Transcurrent Shear Zone (MTZ), separating Mako and Dialé supergroups (Ledru et al., 1989; Milési et al., 1989) and the Sénégal-Malian fault (SMF), along the western Falémé bank (Bassot and Dommange, 1986) (Fig. 1b). The D<sub>3</sub> Eburnean tectonic phase has never been characterized in the Birimian formations of the KKI.

Therefore, the aim of this paper is to characterize the tectonic style of the D<sub>3</sub> phase from the analyses of the structural features that it induced within the Birimian formations in the Kolia-Boboti Basin (KBB), at the eastern part of the KKI.

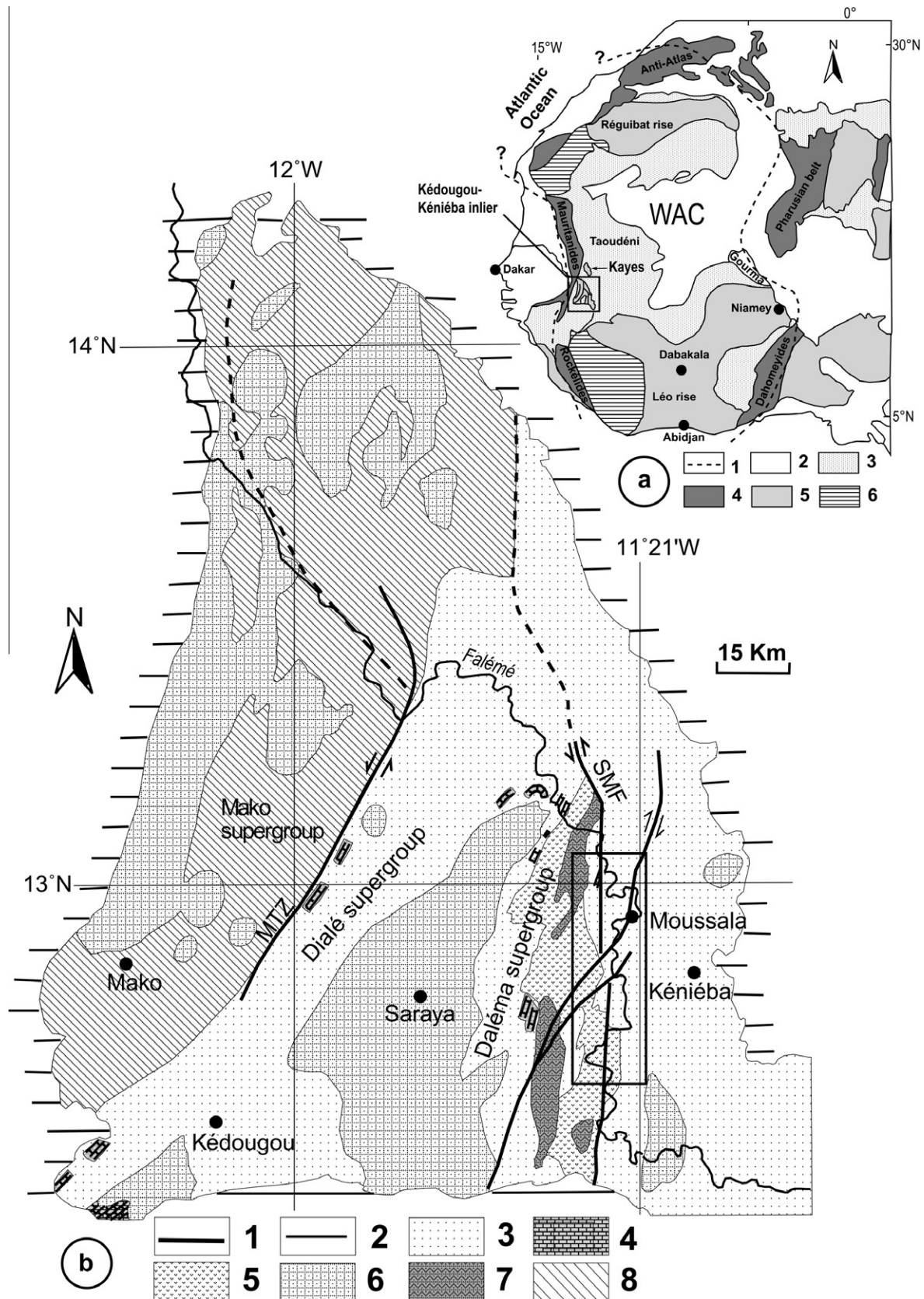
## 2. Geological setting

The Kolia-Boboti area corresponds to the eastern part of the KKI (Fig. 1b) where Birimian formations crop out. The KKI Birimian formations are subdivided into three supergroups (Bassot, 1987).

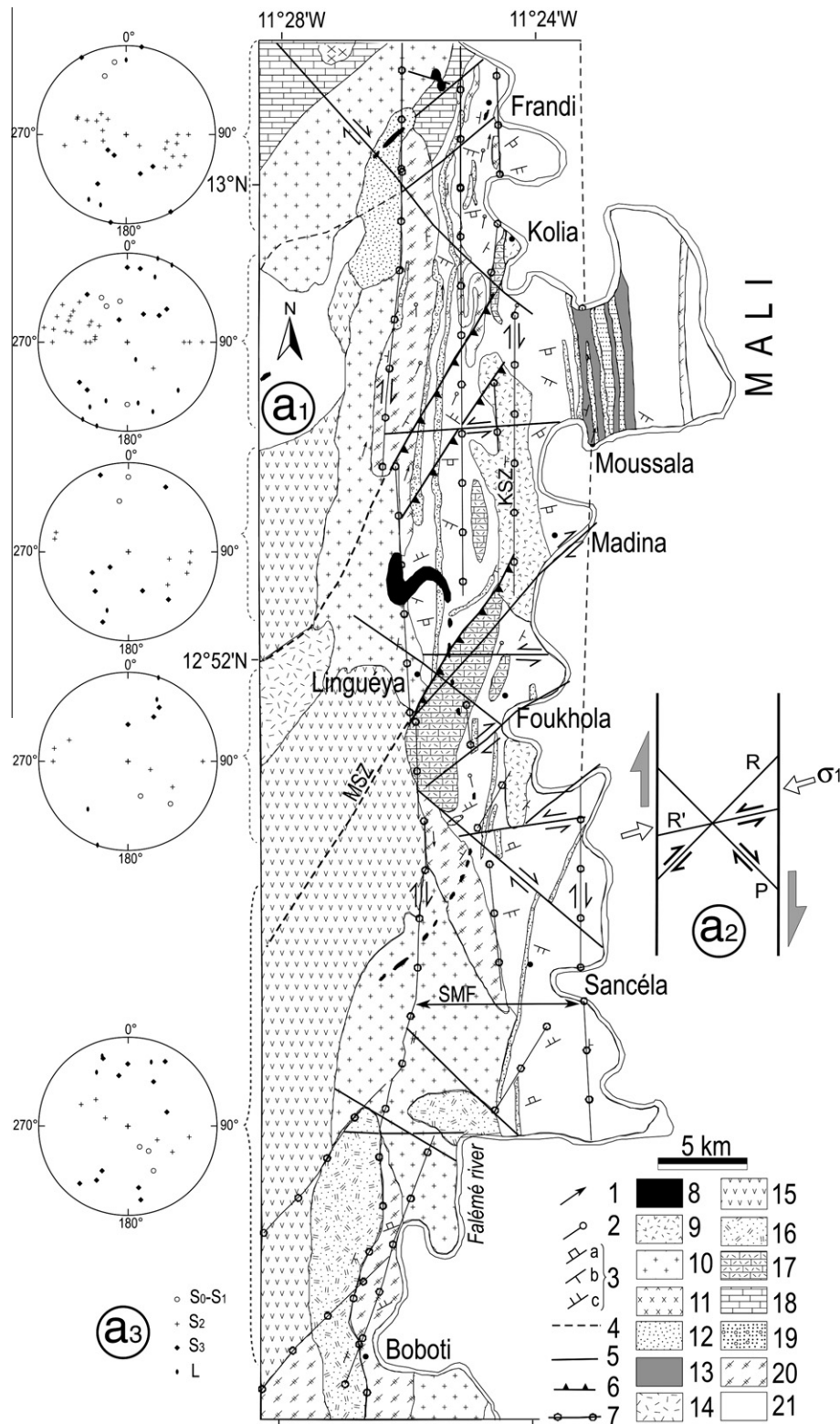
\* Corresponding author. Tel.: +33 2 2323 6785; fax: +33 2 2323 6097.

E-mail address: [tahar.aifa@univ-rennes1.fr](mailto:tahar.aifa@univ-rennes1.fr) (T. Aïfa).





**Fig. 1.** Location map of Kédougou-Kéniéba Inlier (KKI) within the West African Craton (WAC). (a) Schematic map of the major Precambrian shields of the WAC (simplified from Gueye et al., 2008). (1) Limits of the WAC. (2) Post-Paleozoic cover. (3) Neoproterozoic and Paleozoic. (4) Pan-African and Hercynian belts. (5) Lower Proterozoic. (6) Archean. (b) Schematic geological map of the KKI, locating the study area (modified after Bassot (1997)). (1) D<sub>2</sub> major shear zones. (2) Neoproterozoic and Paleozoic. (3) Dialé and Daléma supergroups (DDS). (4) Carbonates. (5) Calc-alkaline volcanic rocks. (6) Saraya and Badon-Kakadian batholiths. (7) Boboti clinopyroxene bearing granitoid. (8) Mako supergroup.



**Fig. 2.** (a<sub>1</sub>) Lithotectonic map of the Kolia-Boboti Basin (after Walter and Chantaine (1974) and Randgold Resources (2008), modified). (1) Stretching lineation. (2) Fold axis. (3) Foliation planes  $S_0-S_1$  (a),  $S_2$  (b) and  $S_3$  (c). (4) Supposed shear zones. (5) D<sub>3</sub> shear zones. (6) Thrusting shear zones. (7) Dextral reworked D<sub>2</sub> shear zones. (8) Iron formations. (9) Albitites. (10) Granitoids. (11) Rhyolites. (12) Sandstones. (13) Greywackes. (14) Andesitic breccias. (15) Andesites. (16) Basalts. (17) Carbonate breccias. (18) Carbonates. (19) Tourmalinized sandstones. (20) Quartzites. (21) Fine-grained sediments. MSZ: Mandankhoto Shear Zone, SMF: Sénégal-Malian fault, KSZ: Kolia Shear Zone. (a<sub>2</sub>) Wrench fault in the NS dextral Riedel model showing the relationship between the orientation of the main compressional stress axis ( $\sigma_1$ ) and the direction of shearing: synthetic (P and R) and antithetic (R') faults. (a<sub>3</sub>) Lower hemisphere equal-area projections of the shear foliations ( $S_0-S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ) and stretching lineation (L) poles in five zones of the study area.

The Mako supergroup, located at the west, is a volcano-plutonic complex with a prevailing tholeiitic character. It is cross-cut by the

Kakadian batholith, dated between  $2199 \pm 68$  Ma and  $2168$  Ma (Bassot and Caen-Vachette, 1984; Dia et al., 1997; Gueye et al.,

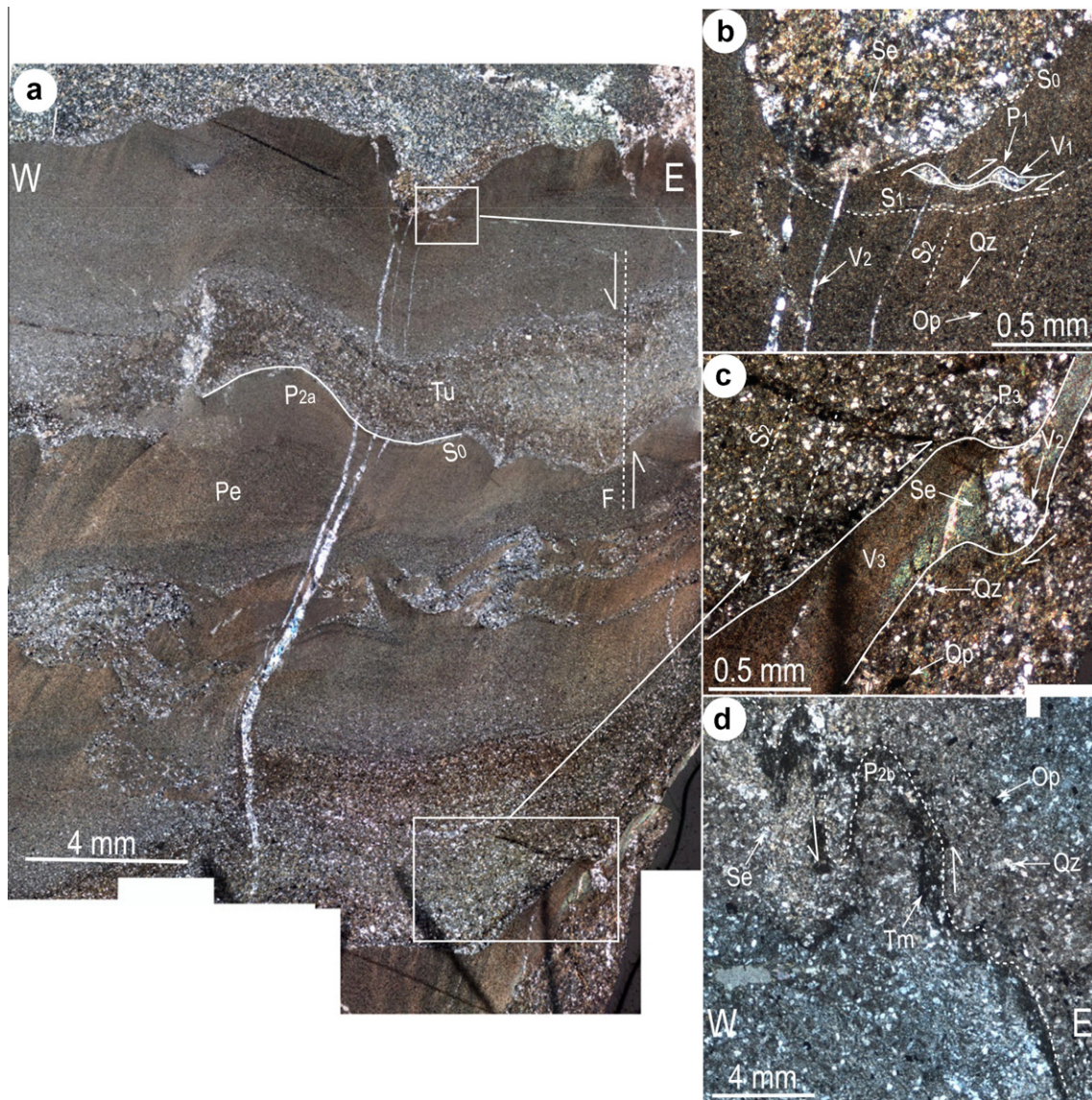


2008). The Dialé supergroup, located at the centre, is separated from the Mako supergroup by a major transcurrent shear zone (MTZ) (Ledru et al., 1991). It is composed of sedimentary rocks where marbles associated with pelitic schists can be observed at the bottom. Such basal formation is overlaid by detrital sediments (sandstones, greywackes and pelites). The Daléma supergroup, the scope of our study, represents the eastern prolongation of the Dialé supergroup, but separated by the Saraya granitic intrusion. It is mainly composed of sediments with an important calc-alkaline volcano-plutonic complex.

The Dialé and Daléma supergroups are cross-cut by granitic intrusions dated between 2045 Ma and 1970 Ma (Bassot and Caen-Vachette, 1984). Stratigraphic relations between the volcanic and sedimentary units are controversial in the Birimian formations of the WAC. Three possible scenarios were suggested: (1) a lower B<sub>1</sub> Birimian, mainly sedimentary, on top of which a B<sub>2</sub> upper Birimian dominated by volcanics overlies (Milési et al., 1989; Ledru et al., 1991); (2) a lower B<sub>1</sub> Birimian volcanics overlaid by a B<sub>2</sub>

upper Birimian mainly sedimentary (Bassot, 1966; Bertrand et al., 1989); (3) lateral time-equivalent facies variants between the sedimentary basins and volcanic belts of Ghana (Leube et al., 1990). Meanwhile, such lithologic controversy has no impact on the results of our work.

The Eburnean evolution of the WAC is interpreted as monocyclic (Bassot, 1966; Leube et al., 1990; Abouchami et al., 1990) based on the Phanerozoic plate-tectonic model. Other authors suggest polycyclic tectonics, characterized either by vertical movements followed by horizontal shears (Pons et al., 1995; Vidal et al., 2010; Lompo, 2010), or by collision D<sub>1</sub> phase followed by transcurrent D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> phases (Ledru et al., 1989, 1991; Milési et al., 1992). The basis for the polycyclic evolution is the poly-phase structural and metamorphic sequence, recognized throughout the WAC (Ouadaogo and Prost, 1986; Feybesse et al., 1989; Ledru et al., 1989; Milési et al., 1992; Pitra et al., 2010; Dabo and Aifa, 2010; Lompo, 2010; Vidal et al., 2010). The tangential and transcurrent model is most controversial in the WAC. Authors

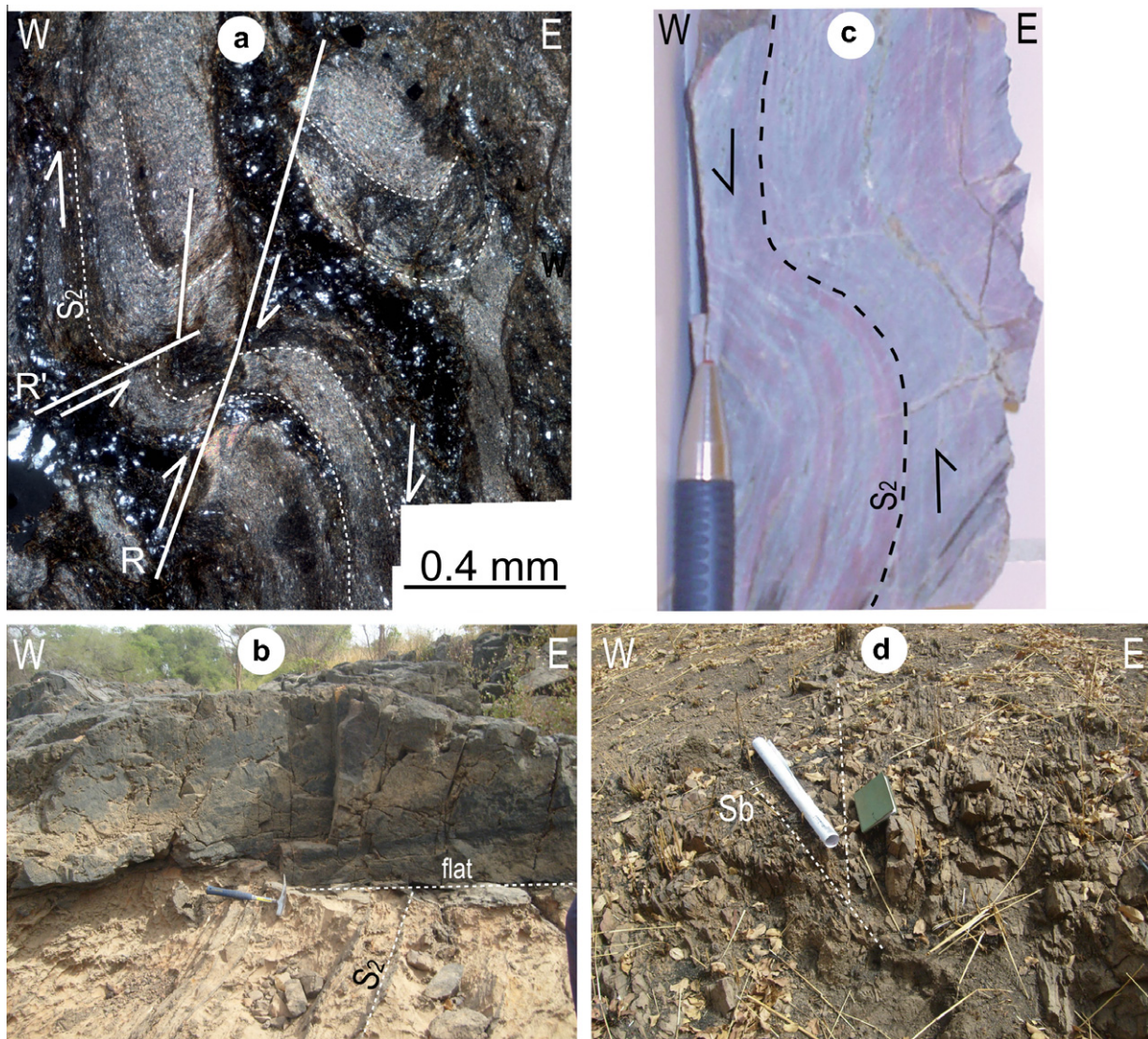


**Fig. 3.** (a) Assemblage of 94 microphotographs of pelites with turbiditic levels from the lower unit. The S<sub>0</sub> stratification shows the boundary between pelitic (Pe) and turbiditic (Tu) levels. The P<sub>2a</sub> folding is well recorded within turbiditic levels showing a discrete grain sorting. (b) Folded P<sub>1</sub> vein is "boudinaged" along S<sub>1</sub> schistosity and cross-cut by S<sub>2</sub> schistosity. (c) The NE microshear bands finely recrystallized in Sericite (Se), cross-cut S<sub>2</sub> schistosity and are affected by dextral P<sub>3</sub> folding. (d) P<sub>2b</sub> folds are recorded within sinistral tourmanilized (Tm) veins affecting horizontal x-z deformation planes of greywackes. F: sinistral shear cross-cutting P<sub>2a</sub> folds; V<sub>1</sub>: vein cross-cut by S<sub>2</sub> schistosity; V<sub>2</sub>: vein parallel to or synfolded by S<sub>2</sub> schistosity; V<sub>3</sub>: vein cross-cutting S<sub>2</sub> schistosity and showing dextral folding.



distinguished two (NDiaye, 1988; Ledru et al., 1989, 1991; Milési et al., 1991) or three (Feybesse et al., 1989, 2006; Ouadraogo and Prost, 1986; Ouadraogo, 1987; Milési et al., 1992) major phases of Eburnean deformation. (1) The first D<sub>1</sub> thrusting phase occurred between the lower B<sub>1</sub> Birimian sedimentary deposits and the upper B<sub>2</sub> Birimian volcanics. This collisional phase is mainly responsible for the structural organization of the contact between the Proterozoic and the Archean formations of the Léo rise (Feybesse et al., 1989). However some authors (Pons et al., 1995; Vidal et al., 1996; Kouamelan et al., 1997; Debat et al., 2003; Pitra et al., 2010) do not agree with such an interpretation and noted the lack of major overthrusting within the Birimian crust of the Léo rise. For the Paleoproterozoic formations of Côte d'Ivoire, Pouclet et al. (1996) and Vidal et al. (1996) proposed to leave the assumption of an early thrusting Birimian phase and replace it with a peri-plutonic deformation. In the KKI (Ledru et al., 1989, 1991), D<sub>1</sub> deformation only affected the B<sub>1</sub> sedimentary formations. It is characterized by an S<sub>0</sub>–S<sub>1</sub> foliation, synchronous of a greenschist facies metamorphic overprint. (2) The second D<sub>2</sub> transcurrent phase is responsible for F<sub>2</sub> folds occurring on the

regional scale and a first generation of N–S to NE–SW shearing, often sinistral (Vidal and Guibert, 1984; Bassot and Dommanget, 1986; Lemoine, 1988; Ledru et al., 1988, 1989; Liégeois et al., 1989). Such a phase is locally thrusting (Milési et al., 1992; Dabo and Aïfa, 2010). It is synchronous with the emplacement of several intrusions within Proterozoic terrains (Ledru et al., 1989, 1991; Pons et al., 1992). (3) The third D<sub>3</sub> phase is also transcurrent. It was first recognized in Burkina Faso (Feybesse et al., 1989) then in Guinea, south of Mali, Côte d'Ivoire and Ghana (Ledru et al., 1988; Feybesse et al., 2006). In Burkina Faso, the D<sub>3</sub> phase is emphasized by a folding accompanied by an S<sub>3</sub> foliation N50° to N80° oriented (Ouadraogo and Prost, 1986; Ouadraogo, 1987). In Ghana and southeast Côte d'Ivoire, D<sub>3</sub> phase is underlined by dextral shears affecting the D<sub>2</sub> structures. Northwest of Côte d'Ivoire, D<sub>3</sub> deformation is drawn by N50° dextral shear zones. South of Mali, the Sassandra fault could have played during the D<sub>2</sub> transcurrent phase then during the late D<sub>3</sub> phase (Feybesse et al., 1989). In Guinea, D<sub>3</sub> phase is markedly underlined by P<sub>3</sub> folds with a WNW–ESE axial orientation, affecting a N–S large anticline developed during the D<sub>2</sub> phase (Feybesse et al., 1989).



**Fig. 4.** (a) Assemblage of six microphotographs showing a P<sub>2b</sub> fold in a NS sinistral shear band (D<sub>2b</sub> deformation) with a mylonitic foliation underlined by an alternance of phyllitic and quartzitic levels. The P<sub>2b</sub> is reworked by D<sub>3</sub> dextral deformation with R and R' shears (horizontal observation plane). (b) Flat thrusting cross-cutting S<sub>2</sub> shear foliations in the carbonates of the lower unit. (c) Sub-vertical P<sub>2b</sub> fold outside the shear bands, illustrating the torsion of the S<sub>2</sub> schistosity from NS towards N120° during folding (horizontal observation plane). (d) NS shear bands cross-cut by NW–SE shear bands in the quartzites west of Kolia (horizontal observation plane).



### 3. The Daléma supergroup

#### 3.1. Lithology

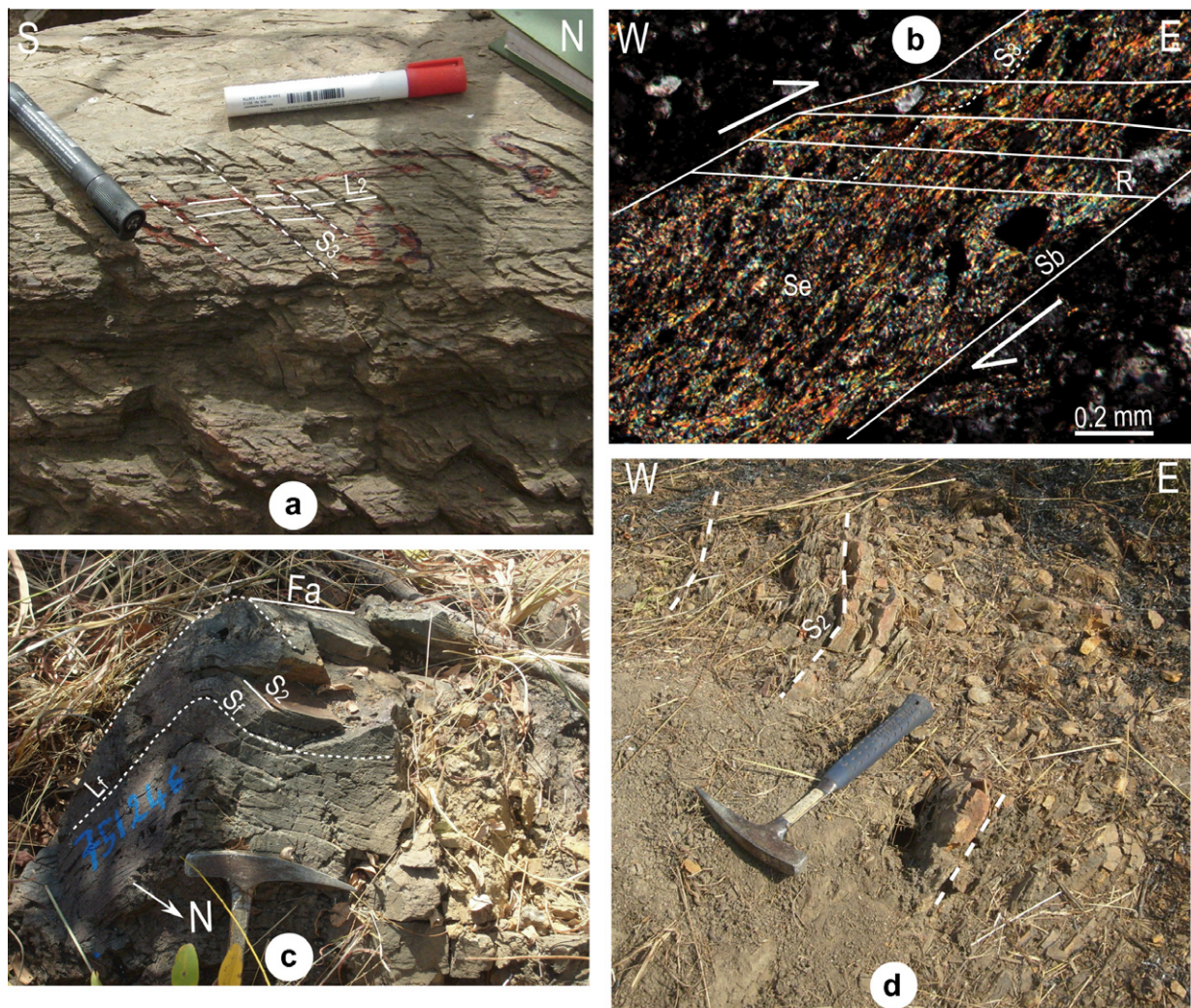
The Dalema supergroup is composed of sedimentary deposits associated with an important volcano-plutonic complex (Bassot, 1987). The sedimentary formations are dated between  $2096 \pm 8$  and  $2165 \pm 1$  Ma (Hirdes and Davis, 2002) and are made up of a basal unit characterized by unstable epi-continental behaviour. It is composed of an alternance of quartzites, fine sediments (turbiditic pelites, tourmalinized sandstones), cipolin marbles and brecciated carbonates. Between Kolia and Boboti (Fig. 2a<sub>1</sub>), pelites reveal alternances of turbiditic levels and are with quartzites often tourmalinized. The upper unit is composed of sandstones sequences and greywackes. It may have been emplaced after the volcanic and hypo-volcanic complex which contains some of their elements. This volcanic and hypo-volcanic complex and the granitoids of Boboti constitute the volcano-plutonic complex of the Daléma (Bassot, 1987). This volcano-plutonic complex developed a NS oriented band within its sedimentary host rock elongated on about 80 km and 10–20 km wide (Fig. 1b). Volcanic rocks comprise brecciated andesites, andesites, basalts and albitized dacites. Dykes are composed of albitized microdiorites and microgranodiorites. The

granitoids of Boboti developed an important contact metamorphism within the sedimentary and volcanic host rocks. Outside the contact metamorphism, sedimentary and volcano-plutonic formations of the Daléma are affected by a greenschist facies. Otherwise, they were subjected to post-emplacement modifications mainly characterized by tourmalinization (Dommanget et al., 1993; NDiaye and Guillou, 1997) and albitization (Bassot, 1997) events.

#### 3.2. Early Eburnean deformation structures ( $D_1/D_2$ )

The Daléma supergroup is a Birimian domain affected by various tectonic styles with a mixture of ductile, semi-ductile and brittle structures (Ledru et al., 1989, 1991). The major tectonic feature is the major Sénégal-Malian fault (SMF) which constitutes a large NS corridor (Bassot and Dommanget, 1986). This corridor is composed of structures induced by the Eburnean tectonics prior and contemporaneous to  $D_3$  phase.

In the KBB, eastern part of the Daléma supergroup, stratification is often transposed to  $S_1$  schistosity (namely  $S_0$ – $S_1$ ), locally preserved within the sediments of the lower unit (Fig. 2a<sub>1</sub>–a<sub>3</sub> and 3a–b). The  $D_1$  deformation affected only the  $B_1$  sedimentary formations and is expressed by  $S_0$ – $S_1$  schistosity, synchronous of greenschist facies.



**Fig. 5.** (a) Fracture cleavage  $S_3$  cross-cutting crenulation  $L_2$  in the fine-grained sediments (turbiditic pelites of Kolia). (b) A microphotograph of a NE microshear band (with shear band boundary) finely recrystallized micas cross-cutting the Moussala sandstones. The  $N40^\circ$  Sericite (Se) fibres underline the flux schistosity  $S_3$  which is crenulated by Riedel shears (horizontal observation plane). (c) A  $P_3$  fold showing a fold axis (Fa) with a  $N120^\circ$  long flank and a NS short flank affecting quartzites in NW-SE shear bands south of Linguéya. (d) A portion of  $P_3$  fold with a  $N40^\circ$  long flank and a NS short flank affecting pelites in a SW-NE shear band south of Kolia.



The orientation of the  $S_0$ – $S_1$  schistosity even though modified by subsequent deformations, ranges within the  $N40^\circ$ – $90^\circ$  direction, NW and SE dipping (Fig. 2a<sub>3</sub>). It is presented either in internal schistosity shape within inclusions or minerals wrapped in  $S_2$  schistosity (Dabo and Aïfa, 2010), or underlined by quartz veins highly deformed and cross-cut by  $S_2$  schistosity (Fig. 3b). This  $S_2$  schistosity, NS to  $N20^\circ$  oriented with a sub-vertical dip, corresponds to the best-expressed tectonic feature in the study area (Figs. 2a<sub>3</sub> and 3a–c). It is displayed by shear foliation characterized either by mineral stretching (Fig. 2a<sub>3</sub>) or recrystallization, or some elongation of veins (Fig. 3b).  $S_2$  shear foliation is relative to the  $D_2$  deformation which is also responsible for large submeridian sinistral shear corridors (e.g. SMF, Bassot and Dommanget, 1986) and the emplacement of granitic intrusions (Pons et al., 1992).

The identified and mapped folds are sorted as  $P_1$  (noticed  $F_1$  in Ledru et al., 1991),  $P_{2a}$  and  $P_{2b}$  folds, relative to the Eburnean  $D_1$  tangential (Ledru et al., 1991),  $D_2$  compressive ( $D_{2a}$ ) and transpressive ( $D_{2b}$ ) phases (Dabo and Aïfa, 2010) respectively. The  $P_1$  folds are rarely preserved, they are located within the sediments of the lower unit, shown by folded and “boudinaged” quartz veins (Fig. 3b). They often correspond to small east- and south-eastwards overturned folds, affecting the  $S_0$  stratification in the hinge and flanks of  $P_2$  folds (Fig. 3b).

The  $P_2$  folds are subdivided into two fold types,  $P_{2a}$  and  $P_{2b}$  showing a curved axis. The  $P_{2a}$  folds are recumbent with a subhorizontal axis, NS to  $N20^\circ$  oriented and a sub-vertical dip, steeply inclined towards the east (Fig. 3a). The  $P_{2b}$  folds outcrop with a sub-vertical axis and NS to  $N20^\circ$  oriented axial plane (Fig. 3d). Thrustings are displayed as ramps and flats with  $N20^\circ$  to  $N40^\circ$  oriented planes (Fig. 4b). These planes are associated with stretching lineation,  $N120^\circ$ – $150^\circ$  oriented with sub-vertical or subhorizontal dip (Fig. 2a<sub>3</sub>). They occur mostly in the Kolia area where thrustings are north-westwards (Fig. 2a<sub>1</sub>).

Field observations on various scales allowed us to reconstruct the geometry and the chronology of the linear structures affecting the study area. Shear bands constitute a mylonitic foliation which shows mineral recrystallizations and silico-carbonate vein injections (Fig. 4a). We recognized three major directions of shearing: NS, NW–SE and SW–NE (Fig. 2a<sub>1</sub>). In between shear bands, the sedimentary formations seem less deformed and are straightened and elongated towards the foliation direction.

NS and SW–NE oriented shear bands are the most common and indicate a sinistral shear, they are associated with a co-planar mylonitic  $S_2$  foliation (Figs. 2a<sub>3</sub> and 4a). In fact, NS and SW–NE sinistral shear bands correspond to the same mylonitic foliation which was folded during the sinistral rotation regarding the transpressive  $D_{2b}$  phase of deformation (Dabo and Aïfa, 2010) (Fig. 4a and c). The NS shear bands were asymmetrically folded giving birth to  $P_{2b}$  folds of variable dimensions. These  $P_{2b}$  folds show a long NS oriented flank and a short flank whose orientation varies from inside to outside the shear bands. It is oriented  $N120^\circ$  outside the shear bands (Fig. 4c) and progressively moves towards  $N30^\circ$ – $40^\circ$  inside the shear bands (Fig. 4a).

The NW–SE oriented shear bands are less frequent and cross-cut NS to SW–NE sinistral shear bands (Fig. 4d). They show the same sinistral shear sense and are conjugated with NS and NW–SE sinistral shear bands. They could be of R type faults in a NS sinistral Riedel system associated with the  $D_2$  Eburnean deformation (Dabo and Aïfa, 2010).

In the KBB, two major phases of early Eburnean ductile to ductile–brittle deformation were recognized (Dabo and Aïfa, 2010): (i)  $D_1$  tangential deformation phase, where relicts are recorded by rare  $P_1$  folds, affects the lower sedimentary unit (Fig. 3b). Such  $P_1$  folds are overturned towards the east or southeast and show stretched and “boudinaged” flanks. The  $D_1$  deformation is associated with an  $S_1$  schistosity often transposed to  $S_0$  stratification

(Fig. 3b). (ii) a major  $D_2$  deformation phase is composed of both compressive ( $D_{2a}$ ) and transpressive ( $D_{2b}$ ) phases, underlined by  $S_2$  schistosity which constitutes the axial plane of  $P_2$  folds with subhorizontal  $P_{2a}$  and sub-vertical  $P_{2b}$  fold axes (Fig. 3a and d). The  $S_2$  schistosity is oriented NS– $N20^\circ$  with sub-vertical dips (Fig. 2a<sub>3</sub> and 3b–c). The late  $D_2$  phase is characterized by flats and ramps thrusting SE towards NW, well expressed in Madina, Kolia and Moussala (Figs. 2a<sub>1</sub> and 4b).

### 3.3. Late Eburnean deformation structures ( $D_3$ )

The third  $D_3$  phase which affected early  $D_1$  and  $D_2$  structures, is transcurrent. In KBB area,  $S_2$  schistosity is cross-cut by  $S_3$  schistosity whose direction ranges between  $N45^\circ$  and  $N160^\circ$ , dipping towards the southeast, southwest or rarely towards the northwest and north (Fig. 2a<sub>1</sub> and a<sub>3</sub>). The  $S_3$  schistosity is either a “fracture schistosity” (Fig. 5a) or a shear foliation (Fig. 5b). The “fracture schistosity” appears in most of the sedimentary formations as fine open fractures without any recrystallization (Fig. 5a). In some areas, the  $S_3$  schistosity path undulates slightly along the  $N70^\circ$ – $90^\circ$  R microfracture system direction (Fig. 5b). The shear foliation is highlighted by the elongation of phyllosilicate minerals (chlorite, micas) (Fig. 5b). The  $P_3$  folds are asymmetric, “Z-shaped”, with an oblique axis and mainly recorded by sediments (Fig. 5c). They are mostly localized within NW–SE and SW–NE oriented shear bands. In the NW–SE shear bands, their axis is  $N265^\circ 45'$  oriented with a  $N75^\circ 48'$  NW axial plane (Fig. 5c). This axial plane separates a  $N120^\circ$  oriented long flank and a NS oriented short flank (Fig. 5c). The  $N140^\circ$  oriented axial plane folds were recognized in north-western Frandi area (Fig. 2a<sub>1</sub>) within a dextral NW–SE shear band (NDong, 2007). In the SW–NE shear bands, folds show a  $N40^\circ$  oriented long flank and a NS oriented short flank (Figs. 3c and 5d). Moreover, in the NS shear bands, we may observe a slight  $P_3$  folding cross-cutting the  $S_2$  schistosity (Fig. 6). The geometry of such different  $P_3$  folds suggests a dextral shear. The SW–NE dextral



Fig. 6. NS shear band reactivated by the  $D_3$  deformation underlined through sigmoidal dextral “en echelon” tension gashes and  $P_3$  microfolded quartz veins cross-cutting  $S_2$  schistosity.

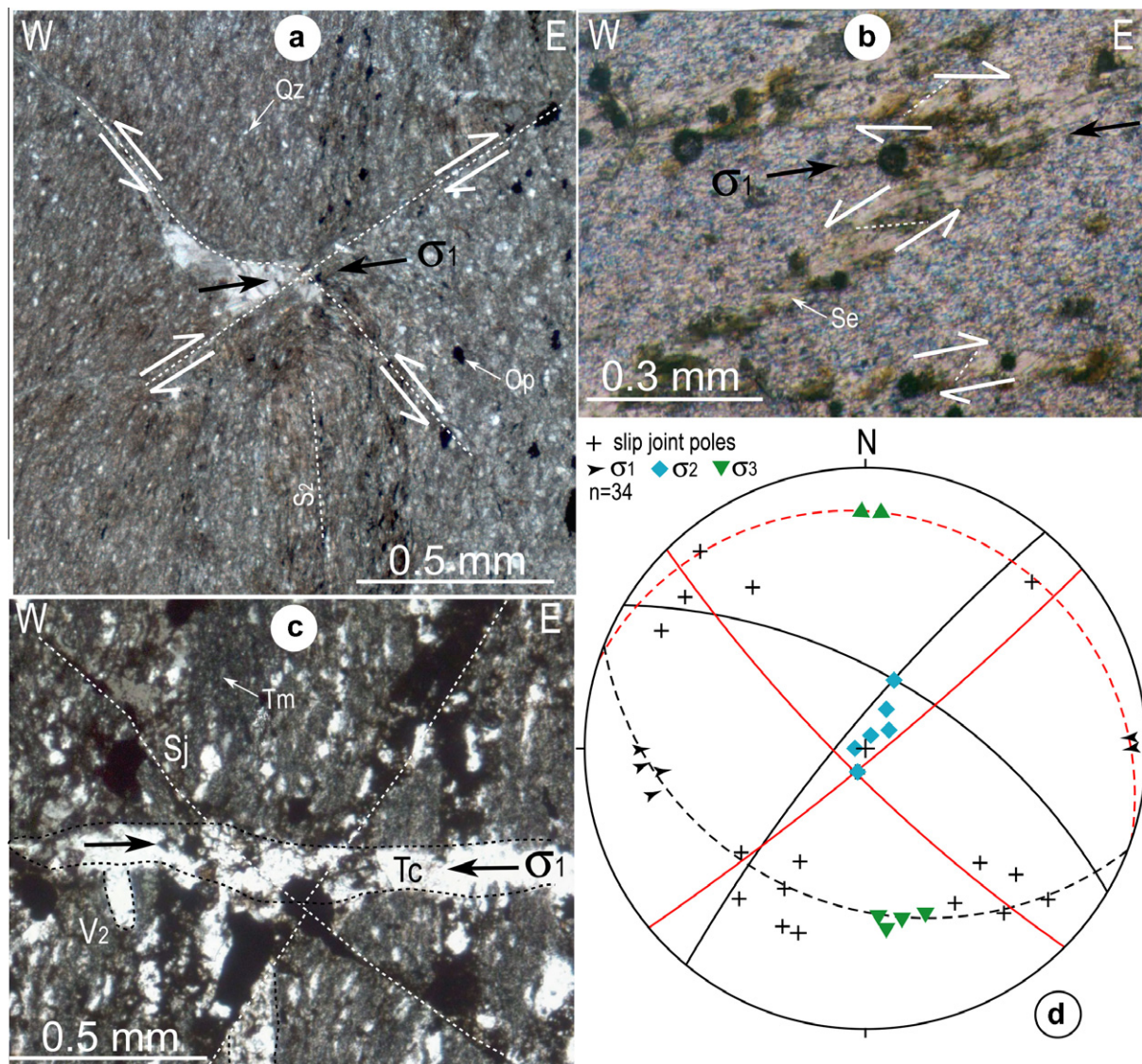


shear bands are observed at different localities of the study area, particularly between Madina and Foukhola (Fig. 2a<sub>1</sub>). Tectonic structures related to the deformation of these SW–NE dextral shear bands, are less stamped than the NS and SW–NE sinistral shear bands they cross-cut. They are highlighted by “en echelon” tension cracks, sheared veins and S/C dextral structures (Figs. 5b and 6). At Moussala and Kolia, the dextral shear movement relative to D<sub>3</sub> phase, has replayed slightly or cross-cut the D<sub>2</sub> sinistral structures (P<sub>2</sub> folds) (Fig. 4a). In addition, northwest of Frandi, a dextral NW–SE shear band cross-cuts a SW–NE sinistral shear band which itself cross-cuts a NS sinistral shear band (NDong, 2007).

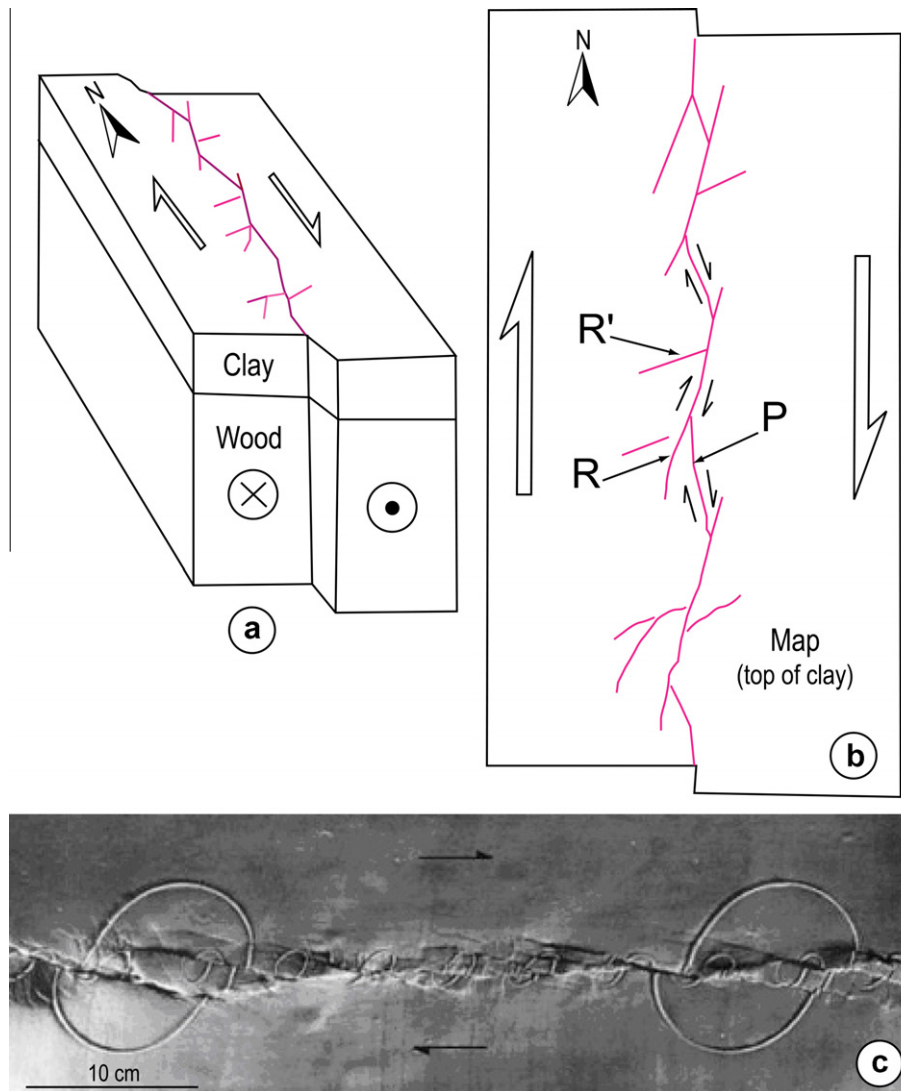
Shear bands are associated with a semi-ductile and brittle deformation such as faults, slip joints, tension cracks on different scales and in different directions. Such features' orientations range between NW and NE with high dip angle values (Fig. 7a). Slip joints sometimes show oblique fibres growth indicating the shear movement (Fig. 7b). The SW–NE slip joints are often conjugated with E–W to NW–SE slip joints. Geometrical analysis of the slip joints, cross-cutting D<sub>2</sub> structures, suggests that the major stress associated

to D<sub>3</sub> deformation could be oriented N70°–N90° (Fig. 7d). Additionally, “en echelon” sigmoid tension cracks, N90°–N120° containing NS–N20° elongated quartz fibres (Figs. 6 and 7c) occurred in different places of the study area. They are compatible with a NE–SW to E–W shortening and a dextral shearing.

Finally, in KBB area, D<sub>3</sub> deformation phase, reactivating previous structures, appears along SW–NE and NW–SE dextral shear bands (Fig. 5b). Structures related to D<sub>3</sub> deformation are marked by NW and EW fracture schistosity and shear foliation with oblique dips towards the south, southeast and southwest (Fig. 5a and b). The schistosity is associated with a slight fold with “Z-shaped” asymmetric folds (Figs. 3c and 5c). Such folds show a NS short flank and a N120° (Fig. 5c) or N40° (Figs. 3c and 5d) long flank, whether they are located respectively within NW–SE or SW–NE dextral shear bands. A dextral reactivation of NS–N20° sinistral D<sub>2</sub> oriented structures is recorded in some places (Fig. 4a). The geometric and kinematic organization of the structures related to D<sub>3</sub> deformation, argue for a Riedel system in a NS dextral shear corridor i.e. the SMF (Fig. 2a<sub>1</sub>). Thus, SW–NE and NW–SE shear bands could



**Fig. 7.** (a) Conjugated microshear bands. (b) The microshear bands contain finely recrystallized Sericite whose fibre orientation gives the sense of shearing. (c) Conjugated slip joints are sometimes filled with opaque minerals and are cross-cut by E–W tension gashes which are parallel to the main stress field (σ<sub>1</sub>). (d) The main deformation stress is N70°–90° oriented with a mean dip of 10°–19° in the lower hemisphere equal angle projection. Op: opaque, Qz: quartz, Se: sericite, Tm: tourmaline, Sj: slip joint, Tc: tension crack, V: vein. σ<sub>1</sub>, σ<sub>2</sub> and σ<sub>3</sub> are the maximum, intermediate and minimum stress fields respectively.



**Fig. 8.** Model of strike-slip fault evolution. (a) The vertical boundary between the two blocks represents the strike-slip fault. As deformation begins, Riedel shears develop in the clay cake. The clay represents the weak uppermost crust and the wood blocks represent the stronger lower crust. (b) A map view of the top surface of the clay cake, showing a later stage of deformation, in which Riedel shears (R and R') have been linked by P fractures. (c) An example of a clay cake experiment showing right-lateral shear (Wilcox et al., 1973).

be respectively R and P. The R' could be  $N70^{\circ}$ – $80^{\circ}$  sinistral shears (Figs. 2a<sub>2</sub>, 4a and 8). The NS dextral transcurrent Riedel system is compatible with the experimental model of Wilcox et al. (1973) on the clay wrench deformation. This analogous model shows that R, P and R' faults are oriented SW–NE, NW–SE and  $N70^{\circ}$ – $80^{\circ}$  respectively (Fig. 8). The main stress responsible for the D<sub>3</sub> deformation would be oriented E–W to NE–SW (Fig. 7a–d).

#### 4. Discussion and concluding remarks

The data collected within the Kolia-Boboti Birimian formations show that Eburnean polyphased tectonics, comprising at least three phases, affected the whole area: (i) the first Eburnean ductile D<sub>1</sub> deformation event, which affected only the B<sub>1</sub> sedimentary formations, is characterized by S<sub>1</sub> foliation and by rare P<sub>1</sub> folds, synchronous of greenschist facies (Ledru et al., 1989, 1991; Dabo and Aïfa, 2010); (ii) the second Eburnean ductile–brittle D<sub>2</sub> deformation event is related to the major transcurrent shear zones (SMF) (Bassot and Dommanget, 1986) and the emplacement of granitic intrusions (Pons et al., 1992). This second D<sub>2</sub> phase is

composed of both compressive (D<sub>2a</sub>) and transpressive (D<sub>2b</sub>) phases (Dabo and Aïfa, 2010). The later event of the D<sub>2</sub> phase is characterized by flats and ramps thrusting SE towards NW (Dabo and Aïfa, 2010), well expressed in Madina, Kolia and Moussala (Figs. 2a<sub>1</sub> and 4b); (iii) the third Eburnean ductile–brittle D<sub>3</sub> deformation event is transcurrent, associated with SW–NE and NW–SE dextral shear bands (Fig. 5b). The schistosity oriented NW and EW, is associated with a slight fold with “Z-shaped” asymmetric folds (Figs. 3c and 5c). The main stress responsible for the D<sub>3</sub> deformation would be oriented E–W to NE–SW (Fig. 7a–d). This stress direction is slightly different from that obtained on the D<sub>2</sub> Eburnean deformation  $N110^{\circ}$ – $115^{\circ}$  oriented (Dabo and Aïfa, 2010). The stress variation suggests a rotation of the main stress axes between the D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> Eburnean phases of deformation. This stress variation direction in the KKI should be further investigated and the rotation sense could be deduced.

The structural features of the Kolia-Boboti area in the eastern part of the KKI are also identified and decrypted in the other Birimian provinces of the WAC. The D<sub>1</sub> Eburnean tectonic age is estimated between 2200 Ma and 2130 Ma (Feybesse et al., 2006; Gueye et al., 2008; Lompo, 2010). It was identified and described



in all the Birimian provinces of the WAC, with a controversial tectonic style (Milési et al., 1989; Ledru et al., 1989, 1991; Feybesse et al., 2006; Lompo, 2010; Vidal et al., 2010).

The D<sub>2</sub> Eburnean tectonic event is dated around 2130 Ma (Feybesse et al., 2006; Gueye et al., 2008; Lompo, 2009). It is the major Eburnean tectonic feature in the WAC which is characterized by horizontal regional-scale movements (Bassot and Dommanget, 1986; Lemoine, 1988; Ledru et al., 1988, 1989; Feybesse et al., 2006; Vidal et al., 2010) and local thrustings (Milési et al., 1992).

The D<sub>3</sub> transcurrent Eburnean tectonic phase has also been described in several localities of the WAC. In Burkina Faso, the D<sub>3</sub> phase is well expressed in the northern part of the “Boromo-Goren belt” by P<sub>3</sub> folding associated with large dextral or reverse-dextral shear zones which exhibit N50°–80° oriented foliation and N05°–45° or N06°–75° trending stretching lineation (Ouadaogo and Prost, 1986; Feybesse et al., 1989). The P<sub>3</sub> fold axis plunges 05°–30° towards the northeast or southwest. In addition, Lompo (2009) recognized an Eburnean Event III (ca. 2150–2000 Ma) which is characterized by the emplacement of dominant biotite ± muscovite-bearing granitoids during dextral transcurrent tectonics.

In Ghana, the interference between D<sub>3</sub> and D<sub>2</sub> deformation events is observed in the “Bibiani belt” (Ledru et al., 1988). Feybesse et al. (2006) described a single D<sub>2–3</sub> tectonic continuum, subdivided into two stages with a slight difference of ~25° in shortening orientation. The D<sub>3</sub> stage is defined by straight fold with NS to NNE–SSW axes and an associated S<sub>3</sub> schistosity in the same direction. The associated folds and S<sub>3</sub> schistosity deform and intersect structures that developed during the D<sub>2</sub> stage. The ENE–WSW (dominant) and WNW–ESE (minor) ductile–brittle dextral strike-slip faults also characterize the D<sub>3</sub> stage in Ghana. In Côte d’Ivoire, in the Boundiali sector, D<sub>3</sub> deformation is marked by several N50°–N70° dextral shear zones locally associated with a crenulation cleavage in the biotite paragneiss enclosing the Zabéné post D<sub>2</sub> granite (Dommanget and Collart, 1988; Feybesse et al., 1989). In southern Mali, the N40° Banifing fault underwent several phases of deformation (probably D<sub>3</sub>) (Feybesse et al., 1989; Liégeois et al., 1989). In addition, the D<sub>3</sub> syntectonic granite emplacement and the late tectonic event are respectively dated 2091 ± 33 Ma and 1982 ± 20 Ma in this area (Liégeois et al., 1989). In Guinea, the D<sub>3</sub> phase is described in the magnetite quartzites of the “Simandou belt”, where it is expressed by P<sub>3</sub> folds with WNW–ESE axes, and E–W to WNW–ESE dextral strike-slip faults (Feybesse et al., 1989). Furthermore, it seems that the last synmetamorphic Eburnean D<sub>3</sub> deformation in this region occurred at about 2075 Ma, during epizonal metamorphism.

Eburnean change of stress field between the D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> phases of deformation is recognized in the Ghanaian Birimian province (Feybesse et al., 2006). The main stress related to D<sub>2</sub> phase is mostly NW–SE oriented, whereas that of D<sub>3</sub> varies from the NW–SE to the EW direction, though the general shortening direction is N125° in this province (Feybesse et al., 2006). Furthermore, in the Paleoproterozoic of the Man–Leo shield, Lompo (2010) determined two horizontal  $\sigma_1$  stress fields, NW–SE compressional and NS strike-slip extensional respectively. This stress variation has been interpreted to be related to a clockwise rotation of the Ghanaian Paleoproterozoic nucleus, prior to the formation of Neoproterozoic basins (Lompo, 2010).

In the Birimian formations of the Kolia–Boboti sedimentary basin, the D<sub>3</sub> phase is marked by NW–SE and SW–NE dextral shear bands associated with “Z-shaped” folds, exhibiting a NW–SE oblique axis. These dextral shear bands are conjugated with N70°–80° sinistral shear bands. Locally, the D<sub>3</sub> phase produced a moderate dextral reactivation of NS–N20° sinistral shear bands

related to the D<sub>2</sub> phase. The general architecture of the different structures of the D<sub>3</sub> phase is characteristic of a dextral transcurrent deformation (Fig. 8), affecting a large NS tectonic corridor (SMF), in agreement with a Riedel system (Fig. 2a<sub>2</sub>).

## Acknowledgments

We are indebted to D. Mbaye and the staff of the Rangold Resources (Sénégal) for their assistance and the logistics in the field. We are also indebted to both the reviewers for their constructive remarks which helping us to improve the quality of this paper. M.D. gratefully acknowledges the AUF for the financial support.

## References

- Abouchami, V., Boher, M., Michard, A., Albarède, F.N.T., 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Geophysical Research Letter* 95, 17605–17629.
- Bassot, J.P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. *Mémoires BRGM* 40, 1–332.
- Bassot, J.P., 1987. Le complexe volcano-plutonique calco-alcalin de la rivière Daléma (Est Sénégal): discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l’orogénie éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *Journal of African Earth Sciences* 6 (1), 109–115.
- Bassot, J.P., 1997. Albitisations dans le Paléoproterozoïque de l’Est Sénégal: relations avec les minéralisations ferrifères de la rive gauche de la Falémé. *Journal of African Earth Sciences* 25 (3), 353–367.
- Bassot, J.P., Caen-Vachette, M., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l’Est du Sénégal. Implication sur l’histoire géologique du Birimien dans cette région. In: Klerkx, J., Michot, J. (Eds.), *Géologie Africaine*. Tervuren, Belgique, pp. 191–209.
- Bassot, J.P., Dommanget, A., 1986. Mise en évidence d’un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins sénégal-maliens. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences. Série 2* 302, 1101–1106.
- Bertrand, J.M., Dia, A., Dioh, E., Bassot, J.P., 1989. Réflexions sur la structure interne du craton Ouest-Africain au Sénégal oriental et confins guinéo-maliens. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences. Série 2* 309, 751–756.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., Arndt, N., 1992. Crustal growth in West-Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97, 345–369.
- Dabo, M., Aifa, T., 2010. Structural styles and tectonic evolution of the Kolia–Boboti sedimentary basin, Kédougou–kénieba inlier, eastern Senegal. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 796–805. doi:10.1016/j.crte.2010.06.002.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U., Nunoo, E.A., 1994. U/Pb constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Research* 67, 89–107.
- Debat, P., Nikiéma, S., Mercier, A., Lompo, M., Béziat, D., Bourges, F., Roddaz, M., Salvu, S., Tollon, F., Wenmenga, U., 2003. A new metamorphic constraint for the Eburnean orogeny from Paleoproterozoic formations of the Man shield (Aribinda and Tampilga countries, Burkina Faso). *Precambrian Research* 123, 47–65.
- Dia, A., van Schmus, W.R., Kröner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a Palaeoproterozoic volcanic arc complex in the Kédougou Inlier, eastern Senegal, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 24 (3), 197–213.
- Dommanget, A., Collart, J., 1988. Examen des Permies Abougoua et Boundiali (Côte d’Ivoire). *BRGM Report*, Fr., 88 CIV 016DEX.
- Dommanget, A., Milési, J.P., Diallo, M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit: a polymorph type in the early Proterozoic of Mali (West Africa). *Mineralium Deposita* 28, 253–263.
- Doumbia, S., Poulet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.P., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Palaeoproterozoic) granitoids in Central Côte d’Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87, 33–63.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., 1994. The Archean-Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of décollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons. *Precambrian Research* 69, 199–227.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommanget, A., Calvez, J.Y., Boher, M., Abouchami, W., 1989. La limite Archéen–Protérozoïque inférieur de l’Afrique de l’Ouest: une zone de chevauchement majeur antérieure à l’accident de Sanssandra: l’exemple des régions d’Odienné et de Touba (Côte d’Ivoire). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences. Série 2* 309, 1847–1853.
- Feybesse, J.L., Billa, M., Guerrot, C., Duguey, E., Lescuyer, J.L., Milési, J.P., Bouchot, V., 2006. The Paleoproterozoic Ghanaian province. Geodynamic model and ore controls, including regional stress modelling. *Precambrian Research* 149, 149–196.
- Gueye, M., Ngom, P.M., Diène, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). *Journal of Africa Earth Sciences* 50, 88–110.

- Hirdes, W., Davis, D.W., 1998. First U/Pb zircon age of extrusive volcanism in the Birimian Supergroup of Ghana, West Africa. *Journal of African Earth Sciences* 27 (2), 291–294.
- Hirdes, W., Davis, D.W., 2002. U/Pb Geochronology of Paleoproterozoic rocks in the Southern part of the Kedougou-Kéniéba Inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the eburnean province. *Precambrian Research* 118, 83–99.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Eisenlohr, B.N., 1992. Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Research* 56, 89–96.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Lüdtke, G., Konan, K.G., 1996. Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanics belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the "Birimian controversy". *Precambrian Research* 80, 173–191.
- Kouamelan, A.N., Delor, C., Peucat, J.-J., 1997. Geochronological evidence for reworking of Archaean terrains during the early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise – West African Craton). *Precambrian Research* 86, 177–199.
- Ledru, P., Milési, J.P., Vinchon, C., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., 1988. Geology of the Birimian series of Ghana. In: *Abstr. Int. Conf. and Workshop on the Geology and Exploration in Ghana and in Selected Other Precambrian Terrains. 75th Anniversary, Ghana Geol. Surv. Dept. Accra Ghana*, pp. 26–27.
- Ledru, P., Pons, J., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2* 308, 117–122.
- Ledru, P., Pons, J., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Research* 50, 337–354.
- Lemoine, S., 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Possibilité d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina Faso, Thèse d'état, Université de Clermont-Ferrand, France, p. 388.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., Kesse, G.O., 1990. The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research* 46, 139–165.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerkx, J., 1989. The Eburnean Orogeny North of man shield (South Mali): geology, tectonics and geochronology. In: *Terra Abstracts 5th Meeting of the European Union of Geosciences (EUG V), Strasbourg, No. 1, Fr 20–23 (March 1)*.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerkx, J., 1991. Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U–Pb and Rb–Sr geochronology. *Precambrian Research* 50, 111–136.
- Lompo, M., 2009. Palaeoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West Africa Craton. A model of Global Evolution. *Geological Society of London Special Publications* 323, 231–254.
- Lompo, M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *Journal of African Earth Sciences* 58, 19–36.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommanget, A., Quedraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegye, M., Calvez, J.Y., Lagny, P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. *Chronique Recherche Minière* 497, 3–98.
- Milési, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., Vinchon, C., 1991. The metallogenic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana. *Mineralium Deposita* 26, 228–238.
- Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precambrian Research* 58, 305–344.
- NDiaye, P.M., 1988. Contribution à l'étude géologique et métallogénique de la région de Missira-Wassangara-Frandi (vallée de la Falémé, Sénégal oriental). *Journal of African Earth Sciences* 7 (5/6), 857–864.
- NDiaye, P.M., Guillou, J.J., 1997. Les tourmalinisations stratiformes à dravite d'origine colloïdale du Paléoprotérozoïque sénégal-malien. *Journal of African Earth Sciences* 24 (3), 215–226.
- NDong, P.A.B., 2007. Étude géologique et Géochimie du Secteur de Daorala (permis de Daorala-Boto). Mémoire D'ingénieur de Conception, Institut des Sciences de la Terre, Univ. Cheikh Anta Diop de Dakar, p. 89.
- Ouadaogo, M.F., 1987. Cartographie Minérale et Implications Métallogéniques au Burkina-Faso. Thèse Doc. 3e Cycle, Univ. Orléans, Fr., p. 234.
- Ouadaogo, M.F., Prost, A.E., 1986. Mise en évidence des relations entre schistosité et plissements dans la ceinture volcanique birimienne de Yako-Batié (Burkina Faso). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série II*, 303(2), 1713–1718 (No. 19).
- Pitra, P., Kouamelan, A.N., Ballèvre, M., Peucat, J.J., 2010. Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *Journal of Metamorphic Geology* 28, 41–50.
- Pons, J., Oudin, C., Valéro, J., 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the lower proterozoic Saraya batholith (eastern Senegal). *Geologische Rundschau* 82 (2), 473–486.
- Pons, J., Barbey, P., Dupuis, D., Léger, J.M., 1995. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Research* 70, 281–301.
- Poulet, A., Vidal, M., Delor, C., Simeon, Y., Alric, G., 1996. Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bulletin de la Société géologique de France* 167 (4), 529–541.
- Randgold Resources, 2008. Bambadji Map at 1:50,000, Sénégal.
- Vidal, M., Guibert, P., 1984. Un nouveau décrochement ductile nord-sud dans le Birimien d'Afrique de l'Ouest: le couloir cisaillant senestre de Wango-Fitini (Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 315 (2), 193–200.
- Vidal, M., Delor, C., Poulet, A., Siméon, Y., Alric, G., 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga: le style archéen des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de la Société géologique de France* 167 (3), 307–319.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Poulet, A., Ouattara, G., Pichon, M., 2010. Evolution of a Paleoproterozoic "weak type" orogeny in the West Africa Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics* 477, 145–159.
- Walter, J., Chantraine, J., 1974. Rapport de fin de Mission Daléma – Campagne 1973–1974. Prospection Géochimique Stratégique en "Stream-Sediment" Pour Cuivre et or sur le Permis (Sénégal Oriental). BRGM Report, Fr, 74, Dak 01, p. 38.
- Wilcox, R.E., Harding, T.P., Seely, D.R., 1973. Basic wrench tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57, 74–96.



# **Tectonic control of gold mineralizations in the Birimian formations of Daléma, Kédougou-Kéniéba inlier, eastern Sénégal**

Moussa Dabo<sup>1,2</sup>, Tahar Aïfa<sup>2,\*</sup>

<sup>1</sup> Département de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, BP 5005, Dakar-Fann, Sénégal

<sup>2</sup> Géosciences Rennes, UMR 6118, CNRS - Université de Rennes 1, Bat.15, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

\* correspondance, e-mail: tahar.aifa@univ-rennes1.fr

## **Abstract**

The new field and microscopic data obtained from the Birimian formations of Kolia-Boboti in the Kédougou Kéniéba inlier indicate a polymorph gold-bearing mineralization related to three Eburnean tectono-magmatic events: (i) an ante-D<sub>1</sub> silico-tourmalinized phase, located in the sediments of the basic unit, shows disseminated and stratiform sulphides in a paragenesis with qz<sub>1</sub>-tm<sub>1</sub>-se±ca<sub>1</sub>±ab-py<sub>1</sub>±mg±au. This phase is associated with hydrothermalism of the end of acid to intermediate fissural volcanism, tourmalinization and carbonated sedimentation in the context of extensive tectonics around 2100 Ma. (ii) Two phases syn- to late-tectonics D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub>, controlled by sulphurized silico-carbonated stockworks associated with magmatic intrusions. These parageneses are composed of qz-ca-se±tm±cl±bi-py-pt-mg±ch±ar-au and qz-am-se-cl-ca-ep-py-sp±bi±ch-au in the V<sub>2</sub> and V<sub>3</sub> veins, respectively and both in the hinge folds. Gold is correlated with the abundance of pyrite and the pyritous stockworks are more frequent in the V<sub>2</sub> veins. This suggests that principal mineralization would be derived from sulphides related to a D<sub>2</sub> tecto-magmatic event dated between 2080 ± 0.9 and 2064 ± 4 Ma and/or probably of a re-mobilization of ante-D<sub>1</sub> sulphides. V<sub>2</sub> veins related to these stockworks do not concentrate mineralization in the coarse-grained facies. They rather diffuse it laterally and concentration is located either in the layer within the interface between coarse- and fine-grained facies, or at the places where these veins (V<sub>2</sub>) cross-cut the fine-grained facies. Stratiform mineralization could thus partly result from hydrothermal fluids associated with the late D<sub>2</sub> magmatic event. (iii) During the third gold-bearing phase of mineralization, associated with the late hydrothermalism of the D<sub>3</sub> tectono-thermal event, hydrothermal fluids would be concentrated in the N45°-90° oriented V<sub>3</sub> veins which contain qz-py-ep±bi±ch-au. This last phase of gold-bearing mineralization is probably associated with the intrusions of acid rocks occurring between 1989 ± 68 and 2008 ± 16 Ma in the study area.

**Keywords :** Kolia-Boboti, gold mineralization, Eburnean tectonics, parageneses, veins, schistosity.



## 1. Introduction

The Birimian formations of the Kédougou-Kéniéba inlier (KKI) (Fig. 1a) are now well-known for their important gold-bearing reserves. The Sabodala gold deposit, discovered in the sixties (Gravesteyn, 1962), is currently in exploitation by an Australian company, Mineral Deposit Limited (MDL). Its reserves are estimated at approximately 90 tons of metal. The deposit of Massawa recently discovered by the geologists of the Randgold-Sénégal company, corresponds to a reserve of approximately 100 tons of metal. Other deposits carrying the less important reserves (37.324 to 45 tons of metal) were discovered at various places in the volcanic and volcano-sedimentary formations of the western part of the KKI (Mako Supergroup) by the Oromine company. In the sedimentary deposits of the eastern part of the KKI (Dialé-Daléma Supergroup), the currently known deposits are located along the Falémé river, in Mali. They are primarily the deposits of Loulo and Yaléa which are hosted in tourmalinized turbiditic sediments (Dommange et al., 1993). In the Senegalese part of Daléma (western side of the Falémé river), some prospection has been carried out. In the sector of Garabouréa, works on trenches of the Senegalian-Russian mission of gold research (Chtocolov and Korj, 1973) and BRGM (Walter and Chantraine, 1974; Lulzac, 1975) indicated, in the mineralized structures, gold contents ranging between 6.2 and 2.43 g/t Au, possibly as much as 20g/t Au. In the area of Karakaéné, gold contents of 7.4 and 25.3 g/t Au were obtained in the altered mafic rocks and in the milky white quartz contained within the lateritic fine gravels, respectively (Lulzac, 1975). In the same locality, values from 0.1 to 0.6 g/t Au were obtained by Vanden Hende (1966) on drillings between 17 and 72.2 m of depth. In Satadougou Bafé, a pyrite quartzitic dyke with gold contents of 20g/t Au, was announced by the works of the Senegalian-Russian mission of gold research (Chtocolov and Korj, 1973). South of Yaléa, the works of the Anmercosa company on trenches and boreholes had announced gold contents of ~10g/t Au in the quartzites and pelites.

Our study relates to the gold-bearing mineralizations of the western bank of the Falémé river (Sénégal side) corresponding to the Paleoproterozoic formations of the Kolia-Boboti Basin (KBB) in the eastern part of the Dialé-Daléma Supergroup. The aim of this study is to characterize the various parageneses associated with gold-bearing mineralizations and their relations with the Eburnean tectono-magmatic events.

## 2. Geological setting

The KKI, located in eastern Sénégal, is part of the Paleoproterozoic (Birimian) formations of the West African Craton (WAC)(Fig. 1a). It consists of volcanic, volcano-sedimentary and sedimentary formations, which are distributed into two Supergroups (Bassot, 1987): the Mako Supergroup to the West and the Dialé-Daléma Supergroup in the East (Fig. 1b).

- The Mako Supergroup consists of volcano-plutonic, volcano-sedimentary and sedimentary complexes, dated at  $2202 \pm 6$  Ma (Dia et al., 1997) and  $2063 \pm 0.041$  Ma (Abouchami et al., 1990), generally metamorphized in the epizonal or mesozonal facies in contact with the intrusions.

- The Dialé-Daléma Supergroup, contrary to that of Mako, is primarily detrital with turbiditic and carbonated metasediments, cross-cut by a hypo-volcanic and volcanic complex which is mainly andesitic. The ages of the sedimentary units range from  $2165 \pm 1$  to  $2096 \pm 8$  Ma (Hirdes and Davis, 2002).

The geological formations from these two Supergroups serve as hosts to several generations of granitoids in coalescent solid masses distributed into two batholiths, Badon-Kakadian and Saraya, intrusive in the Mako and Dialé-Daléma Supergroups respectively.

The Birimian formations of the WAC were structured during the Eburnean tectono-magmatic event, which includes three major phases of deformations:  $D_1$ , tangential;  $D_2$  and  $D_3$ , transcurrent (Milési et al., 1989; Feybesse et al., 1989). These three phases were recognized in several Birimian provinces of the WAC, particularly in Côte d'Ivoire (Ledru et al., 1988; Pitra et al., 2010), Burkina Faso (Ouedraogo and Prost, 1986; Ouedraogo, 1987; Lompo, 2010), Guinea and Mali (Feybesse et al., 1989).

In the KKI, two major phases of Eburnean deformations ( $D_1$  and  $D_2$ ) were generally identified (Ledru et al., 1989; 1991):  $D_1$  of tangential tectonics assigning only the formations of the  $B_1$  basic unit, and  $D_2$  transcurrent tectonics with NS to NE-SW sinistral wrench faults. This second  $D_2$  phase can be compressive ( $D_{2a}$ ), sinistral transpressive ( $D_{2b}$ ) and locally thrusting ( $D_{2c}$ ) (Dabo and Aïfa, 2010). It is associated with two large tectonic contacts of meridian to sub-meridian direction. It is the Senegalian-Malian Fault (SMF) in the Dialé-Daléma Supergroup (Bassot and Dommange, 1986) and the Main Transcurrent Zone (MTZ), which marks the limit between both the Mako and Dialé-Daléma Supergroups.

The  $D_3$  tectonic phase, defined in several Birimian segments of the WAC (Milési et al., 1989) was identified and characterized recently in Sénégal, in the Dialé-Daléma Supergroup (Dabo and Aïfa, submitted).

On the WAC scale, the Birimian formations host several types of mineralizations, e.g. deposits of zinc, iron, manganese, copper, gold, etc. (Witschard, 1965; Combes, 1980; Milési et al., 1989; Schwartz and Melcher, 2004). Among the deposits of the lower Proterozoic of the WAC, gold appears in good place. According to Milési et al. (1989), the largest gold stocks were contained in the sedimentary basic unit ( $B_1$ ), followed by the Tarkwaian conglomerates, then the volcano-plutonic formations of the  $B_2$  unit. The granitoid ones contain only a small part of the gold stock.

On the basis of the nature of wall-rocks, the type of host structure, and the geometry of ore-bearing bodies and parageneses within the Birimian, Milési et al. (1989) distinguished five primary (types 1 to 5) and two secondary (types 6 and 7) gold-bearing mineralizations: Type 1: mineralization hosted in tourmalinized turbidites (Loulo, Mali); Type 2: mineralization with disseminated sulphides hosted in volcanic or plutonic rocks (Yaouré, Côte d'Ivoire; Syama, Mali); Type 3: gold-bearing conglomerates (district of Tarkwa, Ghana); Type 4: unconformable mineralization with arsenopyrite (Ashanti, Ghana); Type 5: quartzitic mineralization with native gold and polymetallic sulphides (Poura, Burkina

Faso; Kalana, Mali; Sabodala, Sénégal); Type 6: alluvial and eluvial placers; Type 7: lateritic deposits (Ity, Côte d'Ivoire).

Concerning the Eburnean metallogenic cycle, rich in gold and base metals, [Milési et al. \(1989\)](#) distinguished two great periods of deposit which would extend over a period of 150 Ma: 1- a first period, contemporaneous with the lower Birimian deposit ( $B_1$ ) at ~2150 Ma, which corresponds to the emplacement of stratiform mineralizations of Mn, Fe, Au, Zn-Ag at the top of the lithological sequence. This period is completed by gold-bearing mineralizations of the Tarkwaian conglomerates; 2- a second metallogenic period, which corresponds to unconformable mineralizations, are related to shearing accidents caused by the  $D_1$  and  $D_2$  phases of late-orogenic deformation associated with granitizations. This first interpretation of the metallogenic evolution of the Birimian deposit will be revised later by [Milési et al. \(1992\)](#) who distinguished three metallogenic phases for gold mineralization related to the Eburnean tectonic evolution.

The first phase corresponds to one period of pre-orogenic extension (Prior to  $D_1$ ) which is responsible for various mineralizations among which we have the tourmalinized gold-bearing sandstones of Loulo (Mali) and the iron stratiform mineralizations of Falémé (Sénégal). The second syn-orogenic phase (post- $D_1$  with syn- $D_2/D_3$ ) gave rise to the gold-bearing mineralizations disseminated in the volcano-plutonic formations of the  $B_2$  unit (Yaouré, Côte d'Ivoire), as well as gold-bearing mineralizations of the Tarkwaian conglomerates. The last late-orogenic phase (post-peaks  $D_2/D_3$ ) is highlighted by gold-bearing mesothermal mineralizations. It is responsible for disseminated mineralizations with arsenopyrite gold-bearing quartz dykes and gold dykes (Ashanti, Ghana), as well as quartz dykes with native gold and paragenesis with Cu-Pb-Zn-Ag-Bi, dated at ~2001 Ma. Most of the gold mineralization of the Birimian formations would be related to this last phase.

### **3. The Kolia-Boboti Basin**

#### **3a. Geological architecture**

The Kolia-Boboti Basin (KBB) consists of sedimentary, volcanic and granitoid rocks which are affected by a general metamorphism of greenschist facies ([Fig. 2a](#)). In the vicinity of the granitoids, this epizonal metamorphism becomes a mesozonal contact metamorphism. The lithological succession of these various rocks, established by [Milési et al. \(1986; 1989\)](#) and [Dommange et al. \(1993\)](#), is summarized in [Table 1](#).

In the metasediments, [Bassot \(1987\)](#) distinguished two units: (i) a basic unit with epicontinental characteristics constituted by an alternation of quartzites, pelites and of cipolin of calcareous or calcaro-dolomitic origin; and (ii) an upper unit composed of sequences of sandstones, greywackes and pelites deposited in a subsident basin bordered with volcanic and granitic reliefs. The upper unit would be posterior with the emplacement of the hypo-volcanic complex, some elements of which it contains. Iron-ore bodies are distributed within the Daléma series, around the Boboti granodiorite. This iron-bearing mineralization is located at the upper part of an andesitic volcano-plutonic complex, its origin

is discussed (Witschard, 1965; Combes, 1980; Wade, 1985; Milési et al., 1989; Bassot, 1997). The Birimian formations of the KKB are affected by polyphased Eburnean tectonics, characterized by two or even three major phases of deformation  $D_1$ ,  $D_2$  and  $D_3$  (Dabo and Aïfa, 2010; Dabo and Aïfa, submitted).

The structures of the  $D_1$  deformation are often deleted by further metamorphic and deformation events. In the sediments of the basic unit,  $S_1$  schistosity appears locally, and is transposed to  $S_0$  stratification (Fig. 3a,c,e,f). This first schistosity, namely  $S_0$ - $S_1$ , is underlined by  $P_1$  and folded by “boudinaged” and folded quartz veins (Fig. 3c,f). These veins, namely  $V_1$ , are cross-cut by  $S_2$  schistosity related to  $D_2$  phase of deformation (Fig. 3c,f). The orientation of  $S_1$  remains uncertain because of the later deformations. This first  $D_1$  phase could be related to tangential tectonics (Ledru et al., 1989; 1991).

The structures of the  $D_2$  phase characterize three stages of deformation: compression ( $D_{2a}$ ), transpression ( $D_{2b}$ ) and thrusting ( $D_{2c}$ ) (Dabo and Aïfa, 2010). The  $S_2$  schistosity,  $N0^\circ$ - $20^\circ$  oriented, sometimes  $N40^\circ$  with a subvertical dip, marks the axial  $P_2$  folds plane (Fig. 3a). It is expressed by foliation with stretching and recrystallization of minerals, or injection of veins (Fig. 3a,f). The veins associated with the  $D_2$  deformation are noted  $V_2$  and comprise: (i)  $V_{2a}$  veins parallel to  $S_2$  with sinistral folding (Fig. 3b,4a); (ii)  $V_{2b}$  veins parallel to  $S_2$  or lying in “en-échelon” structures (Fig. 3a,c,f); (iii)  $V_{2c}$  veins parallel to NW-SE shear zones (Fig. 3c,4b).

Thrusting planes (Fig. 2a), displaying flats and ramps,  $N20^\circ$  to  $N40^\circ$  oriented, characterize the final stage of the  $D_2$  deformation in the area (Dabo and Aïfa, 2010).

The  $D_3$  phase of deformation, showing dextral transcurrent movements, is associated with an  $S_3$  schistosity orientation ranging between  $N45^\circ$  and  $N160^\circ$  and with  $P_3$  dissymmetrical folds in the Z shape (Dabo and Aïfa, submitted). The veins related to  $D_3$  deformation cross-cut those associated with  $D_2$  deformation phase and  $S_2$  schistosity (Fig. 4e). They are either  $N45^\circ$  to  $N90^\circ$  elongated (Fig. 3d,4c,d), or laid out “en echelon” or folded into dextral formations (Fig. 4e). These veins show recrystallization fibers  $N330^\circ$  to NS oriented, corresponding to the direction of extension (Fig. 4d). The various types of veins (Fig. 4f), associated with Eburnean tectonics in the study area, are in general recrystallized out of silicas, carbonates, micas, sulphides, oxides and noble metals owing to the circulation of late magmatic hydrothermal fluids. The orientation of the various vein poles evidenced in the field are indicated in Fig. 2b and 4f.

### 3b. Mineralizations

In the study area, gold is related to sulphides, in particular with the pyrite; gold occurrences in the rock are related to pyritous zones and 50% of the pyrites contain gold (Ndiaye, 1994). It is thus important to make a detailed study of the mineral parageneses in the various rocks of the area and to establish their correlation with the Eburnean tectono-magmatic phases having affected the zone. In the following text we do not distinguish between subscripts within the minerals which can be noted I, II, III related to parageneses I, II, III respectively. It is shown in Table 2 summarizing the various parageneses and petrographic compositions. Sample location is indicated in figure 2a.



### ***Petrography and paragenesis***

The Birimian formations of Kolia-Boboti can be subdivided into a meta-sedimentary unit and a magmatic unit. These rocks are affected by epizonal metamorphism and post-magmatic hydrothermal events of tourmalinization, albitization, carbonation and silicification (Dommanget et al., 1993; Ndiaye, 1994; Bassot, 1997). These post-magmatic events are associated with fluid circulation leading to gold-bearing mineralization within microscopic cracks. They cause silica and carbonate deposits and the development of sulphurized mineral paragenesis in the various formations.

The sedimentary unit consists of pelites, greywackes, sandstones, conglomerates, quartzites, and carbonates (cipolins) affected by an epizonal metamorphism.

The pelites show an alternation of turbiditic and plainly pelitic horizons (Fig. 3a,e). The plainly pelitic levels are fine-grained. The opaque ones are rather abundant (~20%) and often show N20° stretched grains, parallel to the S<sub>2</sub> main direction of the schistous formations (Fig. 3c,f). The turbiditic levels with coarser grains are rather rich in quartz, opaque ones are overlaid along the primary S<sub>0</sub> bedding (Fig. 3a,e). In association with stratiform mineralization, we can find in the matrix a disseminated mineral paragenesis which consists of carbonate, opaques, sericite, quartz and sometimes of tourmaline. The opaque minerals are mainly made up of pyrite, magnetite and hematite (Fig. 3g). This first stratiform, disseminated mineralization paragenesis is also found in the greywackes and tourmalinized sandstones, where albite and pyrrhotite can be found (Fig. 5a,b). Such paragenesis is composed of calcite, quartz, pyrite, and chalcopyrite in carbonate matrix (Fig. 5c); and albite, amphibole, chlorite, pyrite and albite, biotite, quartz, carbonate, pyrite, chalcopyrite, magnetite in andesite and microdiorite mesostase respectively (Fig. 5d,e).

In addition, the rocks of the study area are cross-cut by an important stockwerk made up of several families of veins (V): (i) N60° to N90° oriented V<sub>1</sub> veins, parallel to S<sub>1</sub>, are folded and “boudinaged” by D<sub>1</sub> deformation (Fig. 3c,f); (ii) N0°-20° oriented V<sub>2</sub> veins are parallel to S<sub>2</sub>, “en-échelon” overlaid (V<sub>2b</sub>), or folded (V<sub>2a</sub>), and associated with NW-SE oriented V<sub>2c</sub> veins (Fig. 3a,b,e); (iii) N45° to N90° oriented V<sub>3</sub> veins cross-cut S<sub>2</sub> schistosity and are sometimes micro-folded into dextral (Fig. 3d;4e). These veins occur frequently within shear zones and in the hinge folds, particularly of the P<sub>2b</sub> hinge folds (Fig. 5f).

The V<sub>1</sub> veins are observed in pelites and mainly consist of quartz (Fig. 3c,f).

Except for granodiorites, V<sub>2</sub> veins are observed in all rocks of the study area. In pelites, they are mainly composed of quartz, with some grains of carbonate, sericite and some opaques (pyrite, magnetite, hematite) sometimes deformed (Fig. 3a,b,e,f,g). In carbonates, V<sub>2b</sub> veins consist of calcite, quartz, albite, tourmaline, sericite, pyrite and magnetite. While in greywackes, V<sub>2a</sub> veins (Fig. 4a) are mainly filled with tourmaline, quartz and opaques (pyrite and magnetite), V<sub>2b</sub> are made up of carbonate, quartz, amphibole, albite, pyrite and magnetite (Fig. 5b). Within tourmalinized sandstones, V<sub>2b</sub> veins are made up of quartz, cryptocrystalline tourmaline, sericite, magnetite, arsenopyrite, pyrite and gold in inclusion within the pyrite (Fig. 4c;6a,b), V<sub>2c</sub> veins, composed of quartz, pyrite, magnetite

and free gold (Fig. 6c), cross-cut  $V_{2b}$  veins (Fig. 4b;6c). Quartzites show  $V_{2b}$  veins containing quartz, plagioclase, opaque minerals (pyrite, chalcopyrite, magnetite, hematite) and gold included in the altered pyrite (Fig. 6e,f). The  $V_{2b}$  veins within andesites and microdiorites are composed of quartz, sericite, chlorites, carbonate, albite, amphibole, biotite, pyrite and  $V_{2c}$  veins with chlorite, carbonate, quartz, albite, tourmaline, opaque (Fig. 5e). Sulphides are rare in the granodiorites and rhyodacites. They are rather localized in  $V_{2b}$  veins within the metasedimentary micaschists in contact with the granodiorite (Fig. 7a). Moreover, the  $V_{2b}$  veins are very rich in chlorite, sericite, quartz, feldspars, calcite, pyrite, and chalcopyrite. The granodiorite is locally cross-cut and shifted by NW-SE sinistral faults in relationship with the Eburnean  $D_2$  phase (Fig. 7b).

The  $V_3$  veins are more recent and often cross-cut the  $V_2$  veins. In pelites, they are made up of sericite, quartz, with some biotite and pyrite (Fig. 3d). In the greywackes,  $V_3$  veins, primarily made up of sericite, quartz, carbonate, pyrite, pyrrhotite, magnetite and hematite (Fig. 7c,d). Opaque crystals are sub-automorph, stretched in the  $N45^\circ$  direction of  $S_3$  schistosity, mainly composed of pyrite with pyrrhotite inclusions and rims partially constituted of magnetite and hematite (Fig. 7c,d). In the tourmalinized sandstones,  $V_{2b}$  veins are cross-cut and dextral-shifted by  $N45^\circ$  to  $N110^\circ$  oriented  $V_3$  veins, composed of quartz with some opaques (pyrite and magnetite) (Fig. 6d). In the quartzites,  $V_3$  veins cross-cutting  $V_{2b}$  veins into dextral and containing quartz, pyrite and iron hydroxides (Fig. 6f). Andesites and microdiorites show few, if any, folded  $V_3$  veins which contain quartz, sericite, chlorite, carbonates, opaques, amphibole and sphene, and cross-cut  $S_2$  schistosity (Fig. 5d). Opaques are made up of pyrite, chalcopyrite with some magnetites (Fig. 5e)

Table 2 summarizes petrography, mineral paragenesis and the various types of veins associated with the rocks of the study area. We distinguish a diffuse to stratiform paragenesis and stockwerks in the shape of veins of various generations containing slightly different or similar paragenesis. The diffuse to stratiform paragenesis is often related with quartz, tourmaline, sericite, carbonate, pyrite, associated with additional minerals (albite, magnetite, gold). The second paragenesis is mainly related with quartz, carbonate, sericite, tourmaline, chlorite, biotite, albite and opaques (magnetite, pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite, gold). The third paragenesis is more heterogeneous, it can be with quartz, amphibole, sericite, pyrite, chlorite, biotite, epidote, sphene, carbonate, gold, magnetite and hematite.

### ***Comparison with geochemical data***

The collected petrographic results can be correlated with those obtained on the geochemistry of gold in the area. In the North, between Kolia and Frandi, the results of geochemistry of the rocks (Ndong, 2007) indicate strong gold contents in the quartzites (1.095 g/t Au), pelites (0.06 g/t Au), tourmalinized sandstones, rhyolites and rhyodacites (0.02 g/t Au) respectively. The low values ( $>0.01$  g/t Au) are obtained in the cipolins and the volcanites. In the South, between Foukhola and Boboti, the work of Dia (2009) showed that the most important abnormal gold contents are recorded in the tourmalinized sandstones, quartzites (between 0.45 and 12.6 g/t Au), foliated breccias and NE to ENE

quartz veins within albitites ( $\geq 11.6$  g/t Au). The cipolins, albitites and especially mudstones are sometimes mineral-bearing.

These geochemical results seem, partly, to confirm our petrographic observations which underline a strong sulphide mineral-bearing concentration (pyrite±chalcopyrite) in the tourmalinized pelites, sandstones, quartzites, rhyodacites as well as in the veins ( $V_2$  and  $V_3$ ) cross-cutting these facies. However, we found sulphides within the andesites (Fig. 5d,e) which locally show veins ( $V_2$  and  $V_3$ ) with silica, carbonate, chlorite, very rich in sulphide (pyrite and chalcopyrite). In addition, pelites and quartzites also constitute the host layer of Loulo (Mali), located about ten kilometers from our study area (Dommange et al., 1993).

### 3c. Origin of mineralization

This chapter combines our results with the literature to interpret the origin of gold-bearing mineralization in the study area. Examination of thin, polished sections indicates that gold is correlated with an abundance of sulphide. The pyritous stockworks seem to contain the majority of gold concentration (Ndiaye, 1994). Most of our observations (abundance of often sulphurized and more or less gold-bearing  $V_2$  veins) suppose that gold-bearing mineralization are concentrated along  $V_{2b}$  veins and within shear zones.

Three hydrothermal phases were recognized (Table 2): (i) one phase with silico-tourmalinized, sulphurized and sericitized parageneses, often diffuse or stratiform, made up of qz-tm-se±ca±ab-py±mg, is localized within the sediments of the basic unit; (ii) two phases with sulphurized silico-carbonated parageneses, locally tourmalinized and/or sericitized, made up of qz-ca-se±tm±cl±bi-py-mg±ch-au; and qz±py±au or qz-py-ep±bi±cl-au, form the stockwerk of the  $V_2$  and  $V_3$  veins, respectively.

#### *The first hydrothermal phase*

The first diffuse to stratiform paragenesis of mineralization would be related to the hydrothermalism of the end of acid to intermediate fissural volcanism of tholeiitic affinity (Ledru et al., 1991). The age of the volcanism is estimated at ~2100 Ma (Milési et al., 1989; Abouchami et al., 1990; Calvez et al., 1990). It occurs before the Daléma calc-alkaline volcanism (Bassot, 1987), and is sub-contemporaneous to the carbonated sedimentation in the extensional tectonics context prior to  $D_1$  Eburnean deformation (Ledru et al., 1991). Hydrothermalism related to the end of this volcanism could be associated with tourmalinization (Fig. 8a) and to a first phase of diffuse to stratiform mineralization (Fig. 3a,e) in a watery environment (Ledru et al., 1991). Tourmaline pipes relative to this extensional phase (Fig. 8b) cross-cut the tourmalinized conglomerates of the basic unit and are cross-cut by  $V_{2c}$  quartz veins (Fig. 8a).

Gold would be concentrated or trapped at the same time as related sulphides within confined fine-grained levels (pelites, sandstones, quartzites, etc.) but also within fine- and coarse-grained interface between facies (Fig. 3a,e,f).

Several theories have been emitted on the genesis of stratiform mineralizations containing important rates of tourmaline in the sedimentary or volcano-sedimentary environments (Slack, 1982; Taylor and Slack, 1984). One of the most plausible is that of Slack (1982), which evokes an underwater hydrothermal activity with precipitation of boron in or close to the openings, as for sulphides in an exhalative sedimentary deposit. It would be as possible as boron forms complexes facilitating transport of metals of economic interest. Moreover, for Slack (1982), the solid series of schorlo-dravite solutions are frequent in several underwater exhalative mineralizations and Mg-rich dravites are associated with massive sulphide-ore deposits. For Plimer (1986), fluids with boron and metal come from the scrubbing of a thick pile of argillaceous sediments by convection liquids of the volcanoes cooling in a regional high thermal gradient. The hydrothermal system of convection is associated with a high geothermal gradient during its most intense phase, it produces layers of gold and Pb-Zn associated with iron-bearing formations and tourmalinite.

#### *The second hydrothermal phase*

The second paragenesis constitutes a stockwerk composed of silico-carbonated and sulphurized. This stockwerk is expressed by tension gashes and veins ( $V_2$ ), N320° to N20° oriented (Fig. 4f;7c), well represented in the sediments of the basic unit (sandstones, frank pelites, quartzites), in the volcanic and hypo-volcanic rocks, as well as the ductile shear zones and the hinge  $P_2$  folds (Fig. 5f). Sulphides associated with gold mainly consist of pyrite with traces of chalcopyrite, arsenopyrite, and pyrrhotite. They are associated with magnetite and rare hematite traces. Gold in fine particles (10 to 30  $\mu\text{m}$ ) is included in the pyrite or free within the veins (Fig. 6b,c). Gold-bearing mineralization is primarily met in the tourmalinized sandstones, pelites, quartzites, microdiorites and andesites. Greywackes and rhyodacites would be also mineral-bearing out of gold, regarding their high concentrations of sulphides (pyrite). On the other hand, the coarse sandstones and the tourmalinized conglomerates bear low amounts of minerals, if any, with poorly sulphurized silico-carbonated stockwerks. In fact, this stockwerk shows a sulphide concentration when it cross-cuts tourmalinized fine-grained sandstones and pelites (Fig. 3e). The same stockwert exhibits little or no sulphide concentration when it cross-cuts coarse-grained porous facies such as tourmalinized conglomerates and turbiditic levels with coarse-grained pelites (Fig. 3a,e).  $V_2$  veins related to this stockwerk concentrate mineralization at the place where they cross-cut fine-grained facies as the tourmalinized pelites, sandstones, etc. Indeed, in the levels with coarse-grained or very porous levels such as tourmalinized conglomerates, turbidites or coarse-grained sandstones, mineralization does not settle. It diffuses and precipitates laterally in the shape of a layer in between coarse- and fine-grained facies (Fig. 3e), explaining hence the low contents recorded in the coarse-grained facies (Ndong, 2007; Dia, 2009).

This distribution of mineralizations can be explained by lateral diffusion and stratiform concentration of mineralization at the border between facies of different granulometry and porosity on one hand, and its concentration in veins ( $V_2$ ) cross-cutting fine-grained facies on the other hand. Thus, stratiform mineralization can partly result from the hydrothermal fluids related to the  $D_2$  late-magmatic events,



which would diffuse laterally in the places where V<sub>2</sub> veins cross-cut porous coarse-grained lithologies (Fig. 3e).

The carbonates are also poor in sulphides, they contain some grains of pyrite, and disseminated chalcopyrite (Fig. 5c). The rhyodacites and granodiorites contain some oxides (magnetite and hematite) derived from the alteration of the ferromagnesian minerals. A strong sulphide concentration (pyrite) is noted, however, in the V<sub>2b</sub> veins (with quartz, chlorite, carbonate), located within the metasediments in contact with the granodiorite (Fig. 7a).

The fact that gold-bearing mineralization occurs within the silico-carbonated veins, in relationship with the “shear zones” around the intrusions of granitoids, indicates that a post-magmatic hydrothermal activity associated with tectonics would have exerted a major control in the process of this second phase of mineralization. This mineralization would be controlled by hydrothermalism and tectonics in close relation with the D<sub>2</sub> tectono-magmatic event.

Indeed, the Kolia-Boboti granodiorite, emplaced around  $2080 \pm 0.9$  Ma (U-Pb/Zr, Hirdes and Davis, 2002), would be contemporaneous with the transpressive phase (D<sub>2b</sub>) of the D<sub>2</sub> event (Dabo and Aïfa, 2010). It cross-cuts the V<sub>2a</sub> veins associated with the beginning of the D<sub>2b</sub> phase and is cross-cut and shifted into sinistral shear by NW oriented faults, related to the late D<sub>2b</sub> stage (Fig. 7b). Moreover, the fact that mineralization is more frequent in the V<sub>2b</sub> veins can be probably due to the post-Birimian magmatic event dated at  $\sim 1124 \pm 24$  Ma (K/Ar method) on plagioclase (Blot, 1980). This magmatism, responsible for the emplacement of the doleritic dyke swarm intruded within the N20° oriented faults, would probably take part in a re-concentration of mineralizations along these structures.

#### *The third hydrothermal phase*

The third paragenesis is mainly located within the N45° to E-W oriented late veins, sometimes showing a dextral shear (Fig. 8d). In the albitized microdiorites, quartzites, tourmalinized sandstones, one may locally find quartz veins often oriented N45° to N90° and containing mineral-bearing gold sulphide traces (mostly pyrite). Gold is generally localized in the quartz dykes in inclusion or simply beside the pyrite. This third paragenesis would be controlled by the D<sub>3</sub> tectono-magmatic event which marks the end of Eburnean orogeny in the area (Fig. 8d). The acid magmatic intrusions (granodiorite, rhyodacite), dated between  $1989 \pm 28$  Ma (Rb-Sr/WR, Bassot and Caen-Vachette, 1984) and  $2008 \pm 16$  Ma (Rb-Sr/WR, Ndiaye et al., 1997), would be probably associated with this tectonic phase.

From these observations, gold-bearing mineralization of KKB would have been formed following the circulation of silica-rich fluid, sulphide and noble metals (gold in particular). The first phase of mineralization is prior to Eburnean D<sub>1</sub> deformation. It would be diffuse to stratiform, localized in the often tourmalinized sediments of the basic unit. The two last phases follow the tectono-magmatic D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub> events which create an epizonal environment, marked by episodic granitic intrusions associated with the Eburnean phases of deformation (Fig. 8c,d). Gold, present in the rich fluid environment, would be mobilized and transported towards opening zones, in particular veins and cracks in the “shear zones” and in the hinges of folds (Fig. 5f, 8c,d).

Compared to textural relations between principal minerals, substitution of magnetite by pyrite could be done according to the following reaction:  $\text{Fe}_3\text{O}_4 + 6\text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})} = 3\text{FeS}_2 + 4\text{H}_2\text{O} + 2\text{H}_2_{(\text{aq})}$ .

By increasing the concentration of  $\text{H}^+$  ions in the fluid, the pH of this reaction drops, which constitutes a factor responsible for the precipitation of gold. Gold would be present in the solution in complex sulphurized shapes  $\text{Au}(\text{HS})_2^0$  or  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ ; the latter are more stable with neutral pH:  $\text{Au}(\text{HS})_2 + \text{H}_2 = \text{Au}^0 + 2\text{H}_2\text{S}_{(\text{aq})}$  (Benning and Seward, 1995).

Moreover, the transformation of pyrrhotite into pyrite:

$\text{H}_2\text{S} + \text{FeS} = \text{FeS}_2 + \text{H}_2$ ;  $\text{H}_2 + \frac{1}{2}\text{O}_2 = \text{H}_2\text{O}$  et  $\text{FeS} + \frac{1}{2}\text{O}_2 + \text{H}_2\text{S} = \text{FeS}_2 + \text{H}_2\text{O}$  involves the reduction in free sulphur concentration, therefore destabilization of sulphurized complex gold since the solubility of gold decreases in an oxidizing medium (Gibert et al., 1998).

#### 4. Concluding remarks

Finally, mineralizations of the KKB can be correlated with type 1 (stratiform tourmalinized prior to  $\text{D}_2$ ), type 4 (syn- to late  $\text{D}_2$  with stockwork in tectonic veins) and type 5 (late  $\text{D}_3$  with gold-bearing quartz veins) in the nomenclature of Milési et al. (1989; 1992). They show characteristics close to those described in gold-bearing mineralizations of Loulo in Mali (Dommanget et al., 1993). In Loulo-0 ( $\text{L}_0$ ) and Loulo-3 ( $\text{L}_3$ ), these authors identified a polymorphic mineralization with a dissemination of sulphides ante-deformation and a mineralization post- $\text{D}_2$ , controlled by quartz-carbonates stockworks with pyrite, chalcopyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, gold and lead sulphide. In the Sabodala deposit, located within the Mako Supergroup, Sylla and Ngom (1997) identified two phases of mineralization. The first one is related to an early hydrothermal event associated with the emplacement of acid volcanism. It is disseminated in the rock or results in a silico-carbonated stockwerk, of paragenesis with peripheral quartz-calcite±albite accompanied by native pyrite, arsenopyrite, then native gold. The second hydrothermal phase is related to a re-mobilization of the first one by the reactivation of the  $\text{N}0^\circ\text{-}20^\circ$  oriented faults associated with an intense silicification resulting from visible gold-bearing quartz dykes in the Sabodala shearing zone. This second hydrothermal episode is accompanied by successive deposits of sphalerite, lead sulphide, chalcopyrite and silver-bearing gold, associated with traces of petzite and stromeyerite in the cracks. In the Birimian of Burkina Faso, Béziat et al. (2008) also distinguished two types of epigenetic gold-bearing mineralizations, synchronous with the metamorphism and the regional deformation: (i) deformed quartz veins where gold is associated with pyrite or tourmaline; (ii) disseminated especially in non-deformed veins with quartz±albite±carbonate localized mainly in the albitites. This phase is similar to the third gold-bearing type of mineralization which we identified in the albitized microdiorites of Kolia-Boboti.

In Côte d'Ivoire, the work of Kadio et al. (2009) showed that in the Birimian formations of the Aboisso area (SE of Côte d'Ivoire), the most important gold-bearing mineralizations are localized in the "shear zones" of Aféma, particularly in strongly silicified facies of various nature (volcanites, metasediments, polygenic conglomerates, tectonic breccias, metadiorite sills). Gold is either free or in

association with pyrite, arsenopyrite, sphalerite, chalcopyrite,  $\pm$ pyrrhotite,  $\pm$ lead sulphide,  $\pm$ anatase,  $\pm$ monazite,  $\pm$ magnetite. Gold and most sulphides are of epigenetic origin, associated with post-magmatic hydrothermal events and tectonics.

Mineralization at Kolia-Boboti is polymorph with a silico-tourmalinized phase including disseminated and stratiform prior to D<sub>1</sub> sulphides, two syn- to late D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub> tectonic phases controlled by a sulphurized silico-carbonated stockwerks. D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub> mineralizations are of orogenic type, primarily controlled by Eburnean tectonics and its magmatic procession (Fig. 7e,f).

## Acknowledgments

We would like to express our grateful thanks to D. MBaye and the staff of the Rangold Resources (Sénégal) for their assistance and the logistics in the field. One of the authors (M.D.) gratefully acknowledges the financial support received from the AUF.

## References

- Abouchami, V., Boher, M., Michard, A., Albarède, F.N.T., 1990. A Major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa : an early stage of crustal accretion. *Geophys. Res. Lett.*, 95, 17605-17629.
- Bassot, J.P., Caen-Vachette, M., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est Sénégal: implication sur l'histoire géologique du Birrimien de cette région. In: *Géol. Afric.* Tervuren, J. Klerkx et J. Michot Eds., pp 1991-209.
- Bassot, J.P., Dommanget, A., 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Paléoprotérozoïque inférieur des confins sénégal-maliens. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, 1101-1106.
- Bassot, J.P., 1987. Le complexe volcano-plutonique calco-alcalin de la rivière Daléma (Est Sénégal) : discussion de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogénie éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *J. Afr. Earth Sci.*, 6 (1), 109-115.
- Bassot, J.P., 1997. Albitisations dans le Paléoprotérozoïque de l'Est Sénégal : relations avec les minéralisations ferrifères de la rive gauche de la Falémé. *J. Afr. Earth Sci.*, 25 (3), 353-367.
- Benning, L.G., Seward, T.M., 1995. AuHS<sup>o</sup> - an important gold-transporting complex in high temperature hydrosulphide solutions. In Proc. Water Rock Interaction 8 (Kharaka Y.K. and Maest A.S., Eds.), pp 783-786.
- Béziat, D., Dubois, M., Debat, P., Nikiéma, S., Salvi, S., Tollon, F., 2008. Gold metallogeny in the Birimian craton of Burkina Faso (West Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, 50, 215-233.
- Blot A., 1980. L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 114, pp 434.
- Calvez, J.Y., Feybesse, J.L., Ledru, P., Milési, J.P., 1990. Géochronologie du Protérozoïque inférieur du craton Ouest-Africain (méthode d'évaporation directe de zircon isolés). 13<sup>ème</sup> R.S.T., Grenoble, Abstr., p 26.
- Combes, A., 1980. Etude des gisements de fer de la Falémé (Sénégal). Rapport sur les travaux de la phase de certification. Rap. BRGM, France, 80 Dak 002, 3 vol., pp 75.
- Chtocolov, L.P., Korj, V.V., 1973. Projet de recherches minières Sénégal-soviétiques (Mission Sénégal-Soviétique, contrat n° 2.000). Rapport final sur les travaux de prospection pour la recherche de l'or filonien et alluvionnaire au Sénégal Oriental en 1971-73, 278 p., 48 pl.
- Dabo, M., Aifa, T., 2010. Structural Styles and Tectonic evolution of the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, eastern Senegal. *C.R. Geoscience*, 342, 796-805.
- Dabo, M., Aifa, T. (submitted) Late Eburnean deformation in the Kolia-Boboti sedimentary basin, Kédougou-Kéniéba inlier, Sénégal. *J. Afr. Earth Sci.*
- Dia, M.I., 2009. Étude par analyse comparative des contrôles lithologique, structural et hydrothermal de la minéralisation aurifère dans les cibles de Kabetea, Baqata et Kabewest du permis de

- Bambadji (frontière sénégal-malienne). *Unpublished Engineer Memoir*, Institute of Earth Sciences, Cheikh Anta Diop University of Dakar, Sénégal, pp 79.
- Dia, A., van Schmus, W.R., Kröner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a Palaeoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou inlier, eastern Senegal, West Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 24 (3), 197-213.
- Dommanget, A., Milési, J.P., Diallo, M., 1993. The Loulo gold and tourmaline-bearing deposit : a polymorph type in the early Proterozoic of Mali (West Africa). *Mineral. Deposita*, 28, 253-263.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommanget, A., Calvez, J.Y., Boher, M., Abouchami, W., 1989. La limite Archéen-Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest : une zone de chevauchement majeur antérieure à l'accident de Sanssandra : l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 309, 1847-1853.
- Gibert, F., Pascal, M.L., Pichavant, M., 1998. Gold solubility and speciation in hydrothermal solutions: Experimental study of the stability of hydrosulphide complex of gold ( $\text{AuSH}^0$ ) at 350 to 450°C and 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (17), 2931-2947.
- Gueye M., Ngom P.M., Diène M., Thiam Y., Siegesmund S., Wemmer K., Pawlig S. (2008). Intrusive rocks tectono-metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). *J. Afr. Earth Sci.*, 50, 88-110.
- Gravesteyn, J., 1962. Mission Ouassa- Sud Falémé. Rapport de fin de campagne 1961-1962. Report Dak 62 - A - 3, BRGM, Orléans, France, pp 64.
- Hirdes, W., Davis, D.W. 2002. U/Pb Geochronology of Paleoproterozoic rocks in the Southern part of the Kedougou-Kéniéba inlier, Senegal, West Africa: evidence for diachronous accretionary development of the eburnean province. *Precamb. Res.*, 118, 83-99.
- Kadio E., Coulibaly, Y., Allialy, M.E., Koumelan, A.N., Pothin, K.B.K., 2009. On the occurrence of gold mineralizations in southeastern Ivory Coast. *J. Afr. Earth Sci.*, 57, 423-430.
- Ledru, P., Milési, J.P., Vinchon, C., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., 1988. Geology of the Birimian series of Ghana. In: Abstr. Int. Conf. and Workshop on the Geology and Exploration in Ghana and in selected other Precambrian Terrains. 75<sup>th</sup> Anniversary, *Ghana Geol. Surv. Dept.* Accra Ghana, pp. 26-27.
- Ledru, P., Pons, J., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 308, 117-122.
- Ledru, P., Pons, J., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precamb. Res.*, 50, 337-354.
- Lompo M., 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *J. Afr. Earth Sci.*, 58, 19-36.
- Lulzac, Y., 1975. Rapport de fin de mission Daléma (Sénégal Oriental). Campagne 1974-1975. *Report 75 Dak 11*, pp 36.
- Milési, J.P., Diallo, M., Feybesse, J.L., Keita, F., Ledru, P., Vinchon, C., Dommanget, A., 1986. Caractérisation lithostructurale de deux ensembles successifs dans les séries birimiennes de la boutonnière de Kédougou (Mali-Sénégal) et du Niandan (Guinée); implications géotectoniques. Publication CIFEG, 1986/10, les formations birimiennes de l'Afrique de l'Ouest, pp 113-121.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommanget, A., Quedraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegye, M., Calvez, J.Y., Lagny, P., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. *Chronique Recherche Minière*, 497, 3-98.
- Milési, J.P., Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommanget, A., Marcoux, E., 1992. Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt, West Africa. *Precamb. Res.*, 58, 305-344.
- Ndiaye, P.M., 1994. Évolution au Protérozoïque inférieur de la région Est-Saraya, Supergroupe de Dialé-Daléma, Sénégal oriental. Tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. *Unpublished PhD thesis*, Cheikh Anta Diop University of Dakar, Sénégal, 372 pp.
- Ndiaye, P.M., Vialette, Y., Diallo, D.P., Ngom, P.M., Sylla, M., Wade, S., Dioh, E., 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du Supergroupe de Dialé-Daléma (Sénégal oriental) : implications pétrogénétiques et géodynamiques. *J. Afr. Earth Sci.*, 25, 193-208.



- Ndong, P.A.B., 2007. Étude géologique et géochimique du secteur de Daorala (permis de Daorala-Boto). *Mémoire d'Ingénieur de conception*, Institut des Sciences de la Terre, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, Sénégal, pp 89.
- Ouadaogo, M.F., Prost, A.E., 1986. Mise en évidence des relations entre schistosités et plissements dans la ceinture volcanique birimienne de Yako-Batié (Burkina Faso). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303 (2), n° 19, 1713-1718.
- Ouadaogo, M.F., 1987. Cartographie minérale et implications métallogéniques au Burkina-Faso. *Thèse doc. 3<sup>e</sup> cycle*, Univ. Orléans, France, pp 234.
- Pitra, P., Kouamelan, A.N., Ballèvre, M., Peucat, J.J., 2010. Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust: evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). *J. Metamorphic Geol.*, 28, 41-50.
- Plimer, I.R., 1986. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. *Mineralium Deposita*, 21, 263-270.
- Pons, J., Oudin, C., Valéro, J., 1992. Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the lower proterozoic Saraya batholith (eastern Senegal). *Geol. Rundsch.*, 82 (2), 473-486.
- Randgold Resources, 2008. Bambadji map at 1:50.000, Sénégal.
- Schwartz, M.O., Melcher, F., 2004. The Falémé iron district, Sénégal. *Economic Geology*, 99 (5), 917-939.
- Slack, J.F., 1982. Tourmaline in Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Institution Mining Metallurgy Transactions*, 8(91), 81-89.
- Sylla, M., Ngom, P.M., 1997. Le gisement d'or de Sabodala (Sénégal oriental): une minéralisation filonienne d'origine hydrothermale remobilisée par une tectonique cisailante. *J. Afr. Earth Sci.*, 25 (2), 183-192.
- Taylor, B.E., Slack, J.F., 1984. Tourmaline from Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits: textural, chemical, and isotopic relationships. *Economic Geology*, 79, 1703-1726.
- Vanden Hende, R., 1966. Mission "chapeau de fer" Falémé, Sénégal - Campagne 1966, Dak 66 A 12.
- Wade, S., 1985. Contribution à l'étude des gisements de fer de la Falémé (Sénégal oriental). *Unpublished PhD thesis*, Institut National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 255 pp.
- Walter, J., Chantraine, J., 1974. Rapport de fin de mission Daléma - Campagne 1973-1974. Prospection géochimique stratégique en "stream-sediment" pour cuivre et or sur le permis (Sénégal oriental). *BRGM report, France*, 74, Dak 01, pp 38.
- Witschard, F., 1965. Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental. *Mémoires du BRGM*, 44, 1-170.

### Table captions:

**Table 1:** Lithologic succession and ages of the different formations of the Dialé-Daléma Supergroup. Mo: Monazite, Pb: lead, Rb: rubidium, Sr: Strontium, U: uranium, WR: whole rock, Zr: zircon,

**Table 2:** Summary of the different parageneses and their locations within the Birimian formations of Kolia-Boboti. ab: albite, af: alkali-feldspar, am: amphibole, ar: arsenopyrite, au: gold, bi: biotite, ca: calcite, ch: chalcopyrite, he: hematite, mg: magnetite, op: opaque, tm: tourmaline, py: pyrite, qz:quartz, se: sericite. Subscripts I, II, III refer to parageneses I, II, III respectively.

### Figure captions :

**Fig. 1.** Location map of Kédougou-Kéniéba inlier (KKI) within the West African Craton (WAC). **a-** Schematic map of the major Precambrian shields of the WAC (simplified from Gueye et al., 2008). (1) Limits of the WAC. (2) Post-Paleozoic cover. (3) Neoproterozoic and Paleozoic. (4) Pan-African and Hercynian belts. (5) Lower Proterozoic. (6) Archean. **b-** Simplified geological map of the Birimian Kédougou-Kéniéba inlier (modified after Pons et al., 1992). (1 to 7): lower Proterozoic (Birimian). (1) Flysh-type rocks: sandstone to argillite with graphitic and conglomeratic levels. (2) Felsic volcanoclastic rocks and chert levels. (3) Carbonates and felsic volcanic rocks. (4) Basic volcanic rocks, and cherts levels. (5) Andesite volcanic rocks, cherts and graphitic levels. (6) Fluviodeltaic formations: sandstone, conglomerate and argillite. (7) Granite (the northern part [dotted area] of the Saraya batholith is richer in muscovite than the southern

one). (8) Upper Proterozoic to Paleozoic. (9) Gold-bearing (a) and simple shear (b) zones. Bo: Boboti; Gm: Gamaye.

**Fig. 2. a-** Lithotectonic map of the Kolia-Boboti Basin (modified after [Walter and Chantaine \(1974\)](#) and [Randgold Resources \(2008\)](#)). (1) Location of gold-bearing (a), sulphurized samples (b), and stretching lineation (c). (2) Fold axis. (3) Foliation planes  $S_0$ - $S_1$  (a),  $S_2$  (b) and  $S_3$  (c). (4) Supposed shear zones. (5)  $D_3$  shear zones. (6) Thrusting shear zones. (7) Dextral reworked  $D_2$  shear zones. (8) Iron formations. (9) Albitites. (10) Granitoids. (11) Rhyolites. (12) Sandstones. (13) Greywackes. (14) Andesitic breccias. (15) Andesites. (16) Basalts. (17) Carbonate breccias. (18) Carbonates. (19) Tourmalinized sandstones. (20) Quartzites. (21) Fine-grained sediments. MSZ: Mandankhoto Shear Zone, SMF: Senegalian-Malian Fault, KSZ: Kolia Shear Zone. **b-** Lower hemisphere equal-area projections of the vein orientations ( $V_1$ ,  $V_{2a}$ ,  $V_{2b}$ ,  $V_{2c}$ ,  $V_3$ ) poles in three zones of the study area.

**Fig. 3. a-** Assemblage of 94 microphotographs of pelites with turbiditic levels from the basic unit. The  $S_0$  stratification shows the boundary between pelitic (Pe) and turbiditic (Tu) levels. The  $P_{2a}$  folding is well recorded within turbiditic levels showing a discrete grain sorting. **b-**  $P_{2b}$  folds recorded within sinistral quartz (Qz) veins affecting horizontal x-z deformation planes. **c-** Folded  $P_1$  vein is “boudinaged” along  $S_1$  schistosity and cross-cut by  $S_2$  schistosity. **d-** The NE microshear bands finely recrystallized in Sericite (Se), cross-cut  $S_2$  schistosity and are affected by dextral  $P_3$  folding. **e-** Distribution of sulphides and veins. In the coarse-grained turbidite pelitic levels (TCP), lacking veins and weak concentration of sulphides could be related to diffusion and lateral migration of fluids. Sulphides (pyrite, magnetite) deposit rather at the limit between fine- and coarse-grained levels (bottom of coarse- and top of fine-grained levels). They are also well developed within fine-grained pelitic levels (LGP) where they are elongated along the  $S_2$  schistosity direction.  $V_2$  folded ( $V_{2a}$ ) or “en-échelon” ( $V_{2b}$ ) veins are well developed within the fine-grained levels and disappear (diffusion) in the coarse-grained levels. Red arrows indicate fluids circulation and opaques diffusion. **f-**  $V_1$  folded and “boudinaged” veins are cross-cut by sulphides highlighting  $S_2$  schistosity.  $V_{2c}$  veins are less developed in this picture.

F: reverse fault cross-cutting  $P_{2a}$  folds, Ga: gangue, He: hematite, L-Op: layered opaque, Mg: magnetite, Op: opaque, Py: pyrite,  $V_1$ : vein cross-cut by  $S_2$  schistosity,  $V_2$ : vein parallel to or synfolded by  $S_2$  schistosity,  $V_3$ : vein cross-cutting  $S_2$  schistosity and showing dextral folding.

**Fig. 4. a-**  $P_{2b}$  folds recorded within sinistral tourmalinized (Tm) veins affecting horizontal x-z deformation planes of greywackes. **b-**  $V_{2b}$  quartz veins cross-cut by  $N130^\circ$  oriented  $V_{2c}$  quartz veins. **c-** Quartz veins are composed of quartz, pyrite, chalcopyrite (Ch) and gold. **d-** Tension gashes and  $V_3$  veins filled with quartz related to late  $D_3$  hydrothermalism. **e-**  $V_3$  veins cross-cutting  $S_2$  foliation and microfolded dextrally. **f-** Lower hemisphere equal-area projections of the vein orientations ( $V_1$ ,  $V_{2a}$ ,  $V_{2b}$ ,  $V_{2c}$ ,  $V_3$ ) poles ( $n=112$ ) in the study area. Tc: tension crack, Ox: oxide.

**Fig. 5. a-** Greywackes composed of crystals of quartz, feldspars, sericite, carbonate and opaques (pyrrhotite, pyrite, magnetite, hematite). **b-** NS oriented  $V_{2b}$  veins within greywackes containing quartz, carbonate, albite, opaques (pyrite, magnetite). **c-** Opaque minerals (Chalcopyrite) disseminated within calcite crystals of the gangue (Ga). **d-**  $V_3$  veins cross-cutting  $S_2$  schistosity, are composed of quartz (Qz), chlorite (Cl), amphibole (Am), sphene (Sp) and opaques (Op) in andesitic matrix. **e-** Pyrite concentrated into clusters elongated along  $V_{2b}$  veins in andesites. **f-** Quartz-carbonated stockwerk showing a network of veins in the  $P_{2b}$  fold hinge within sandstones.

**Fig. 6. a-** tourmalinized sandstone cross-cut by a  $V_{2b}$  quartz vein parallel to the major  $S_2$  schistosity which is highlighted by elongated fine-grained quartz, included in a tourmaline cryptocrystalline matrix. **b-** Quartz veins contain opaques with pyrite showing micrometric gold inclusions. **c-** Tourmalinized sandstone with  $V_{2c}$  quartz veins, containing free gold-bearing and cross-cutting  $V_{2b}$  quartz veins. **d-** Tourmalinized sandstone with  $V_{2b}$  quartz veins, parallel to  $S_2$  schistosity, and cross-cut by  $N70^\circ$ - $90^\circ$  oriented  $V_3$  quartz veins. **e-** Quartzite showing  $V_{2b}$  vein along  $S_2$  schistosity with quartz, pyrite, chalcopyrite, magnetite, hematite, and gold inclusions in altered pyrite, observed under reflected microscopy. **f-**  $V_{2b}$  quartz veins cross-cut and shifted dextrally by  $N70^\circ$ - $90^\circ$  oriented  $V_3$  veins of quartz, pyrite, arsenopyrite (Ap), and some traces of oxides (Ox) in quartzite.

**Fig. 7. a-** Micaschist and granodiorite contact highlighted by a high rate of opaques (pyrite, pyrrhotite, magnetite) along  $V_{2b}$  vein direction. **b-** Granodiorite intrusive into carbonates and affected by a

sinistral shear relative to late  $D_2$  phase. **c-**  $N45^\circ$  oriented  $V_3$  veins within greywackes containing quartz, carbonate, sericite, feldspars and traces of hematite. **d-** Pyrite often shows pyrrhotite inclusions and rims transformed into magnetite.

**Fig. 8. a-** Tourmaline pipe (TP) associated with the extensional phase of deformation and cross-cutting tourmalinized conglomerates (TC) of the basic unit.  $V_{2c}$  quartz veins cross-cut TP and TC. **b-** Extensional tectonics prior to  $D_1$  phase of deformation, associated with fissural volcanism, sedimentation and tourmalinization hydrothermalism. **c-** Schematic block diagram showing sinistral transpressive  $D_2$  deformation phase associated with emplacement of granitoids and  $V_2$  veins. Hydrothermal fluids (Hf) related to  $D_2$ - $D_3$  tectono-magmatic events range into the various vein types (mostly  $V_2$  and  $V_3$ ) and within shear zones (Sz). **d-** Schematic block diagram exhibiting dextral transcurrent  $D_3$  deformation phase associated with  $V_3$  veins.

Table1

Formations	Lithology (bottom to top)	Methods	Ages (Ma)	References
granitoids	Saraya Batholith	Rb-Sr (WR)	1973 $\pm$ 33	Bassot and Caen-Vachette (1984)
		Rb-Sr (WR)	2008 $\pm$ 16	NDiaye <i>et al.</i> (1997)
		U-Pb (Mo)	2064 $\pm$ 4	Hirdes and Davis (2002)
		U-Pb (Zr)	2079 $\pm$ 2	Hirdes and Davis (2002)
	Gamaye Pluton	Rb-Sr (WR)	2045 $\pm$ 27	Bassot and Caen-Vachette (1984)
	Boboti Pluton	Rb-Sr (WR)	1989 $\pm$ 28	Bassot and Caen-Vachette (1984)
		Rb-Sr (WR)	2008 $\pm$ 16	NDiaye <i>et al.</i> (1997)
		U-Pb (Zr)	2080 $\pm$ 0.9	Hirdes and Davis (2002)
hypo-volcanics and volcanics	Felsic rock : microdiorites, microgabbros, tuffs and andesitic breccias, andesites, dacites, rhyodacites, albitites	Pb-Pb (KZr)	2070 $\pm$ 10	Milési <i>et al.</i> (1989)
		Pb-Pb (KZr)	2072 $\pm$ 9	Calvez <i>et al.</i> (1990)
metasediments	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Conglomerates</li> <li>- Volcano-sediments</li> <li>- Carbonates</li> <li>- Siltites</li> <li>- Epiclastites</li> <li>- Sandstones and tourmanilized conglomerates</li> <li>- Flysch (pelites, greywackes, conglomerates)</li> </ul>	Pb-Pb (KZr)	2156 $\pm$ 10	Calvez <i>et al.</i> (1990)
		U-Pb (Zr)	2164.7 $\pm$ 0.9	Hirdes and Davis (2002)

Table 1



Table2

Fms	Rock nature	Description	Parageneses	Veins (V)
Metasediments	metapelites	stratiform fine-grained sediments, locally tourmalinized	i) $qz_I-se_I-ca_I-tm_I-py_I-mg_I$ (diffuse to stratiform) ; $V_1$ with qz; ii) $qz_{II}-ca_{II}-bi_{II}-py_{II}-mg_{II}$ ( $V_2$ ) iii) $qz_{III}\pm se_{III}\pm bi_{III}\pm py_{III}$ ( $V_3$ )	folded and "boudinaged" $N60^\circ-90^\circ$ oriented $V_1$ ; $V_2$ either folded $V_{2a}$ or "en-échelon" $N0^\circ-20^\circ$ oriented $V_{2b}$ ; $N40^\circ$ oriented $V_3$ , sometimes dextral microfolded
	greywakes	quartz and feldspar grains in a sericite-silicious matrix	i) $qz_I-se_I-ca_I-tm_I-ab_I\pm py_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}\pm ca_{II}\pm tm_{II}\pm ch_{II}-py_{II}-mg_{II}$ ( $V_2$ ) iii) $qz_{III}\pm bi_{III}\pm py_{III}$ ( $V_3$ )	folded $N0^\circ-20^\circ$ oriented $V_{2a}$ ; $N10^\circ-30^\circ$ oriented $V_{2b}$ and $N45^\circ-90^\circ$ oriented $V_3$ cross-cutting $V_2$
	tourmalinized sandstones	quartz grains consolidated by a tourmaline cement	i) $qz_I-se_I-tm_I-py_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}-se_{II}-tm_{II}-ar_{II}-py_{II}-mg_{II}-au_{II}$ ( $V_{2b}$ ); $qz_{II}-py_{II}-mg_{II}-au_{II}$ ( $V_{2c}$ ) iii) $qz_{III}\pm py_{III}\pm mg_{III}$ ( $V_3$ )	$N350^\circ$ to $N10^\circ$ oriented $V_{2b}$ , $N130^\circ-140^\circ$ oriented $V_{2c}$ and $N50^\circ-90^\circ$ oriented $V_3$ , cross-cutting $V_2$
	tourmalinized conglomerates	coarse-grained quartz consolidated by a tourmaline cement	i) $qz_I-tm_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}$ ( $V_{2b}$ ) iii) $qz_{III}$ ( $V_3$ )	"en-échelon" N-S oriented $V_{2b}$ ; $N45^\circ-90^\circ$ oriented $V_3$
	quartzites	quartz crystals with poor silico-carbonated cement	i) $qz_I-tm_I-ca_I-ab_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}-ab_{II}-py_{II}-mg_{II}-au_{II}$ ( $V_{2b}$ ) iii) $qz_{III}-py_{III}-he_{III}$ ( $V_3$ )	$N0^\circ-20^\circ$ oriented $V_{2b}$ ; $N45^\circ-90^\circ$ oriented $V_3$
	carbonates	calcite and some quartz grains within a carbonated matrix	i) $qz_I-ca_I-py_I-ch_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}-se_{II}-ca_{II}-py_{II}-he_{II}$ ( $V_2$ )	$N0^\circ-20^\circ$ oriented $V_{2b}$
Volcanics and hypovolcanics	andesites	feldspars and ferromagnesian minerals in a rich mesostase	i) $ab_I-am_I-ch_I-py_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}-ca_{II}-ab_{II}-am_{II}-ch_{II}-py_{II}$ ( $V_{2b}$ ) iii) $qz_{III}-ca_{III}\pm ch_{III}\pm am_{III}-py_{III}\pm ep_{III}$ ( $V_3$ )	$N0^\circ-20^\circ$ oriented $V_{2b}$ ; $N40^\circ$ to E-W oriented $V_3$ , cross-cutting $V_2$
	rhyodacites	feldspars, amphibole, biotite, opaques in a feldspar -quartzitic mesostase	i) $qz_I-se_I-ab_I-am_I-op_I\pm cb_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}-se_{II}-ch_{II}$ ( $V_{2b}$ )	$N0^\circ-20^\circ$ oriented $V_{2b}$
	microdiorites albitized (albites)	albitized plagioclases microcrystals, amphibole, epidote	i) $qz_I-ca_I-ab_I-bi_I-py_I-mg_I$ (diffuse) ii) $qz_{II}-se_{II}-ca_{II}-bi_{II}-py_{II}-ch_{II}$ ( $V_2$ ) iii) $qz_{III}-se_{III}-ab_{III}-am_{III}\pm py_{III}\pm au_{III}$ ( $V_3$ )	$N0^\circ-20^\circ$ oriented $V_{2b}$ ; folded NW-SE oriented $V_{2c}$ ; few if any or not folded $N40^\circ$ to E-W oriented $V_3$
Plutonics	granodiorites	quartz and feldspars associated to some biotite, muscovite and amphibole	i) $qz_I-se_I-ca_I-ab_I-af_I-py_I$ (diffuse)	lacking on our thin sections and field observations

Table 2

Figure1  
[Click here to download high resolution image](#)

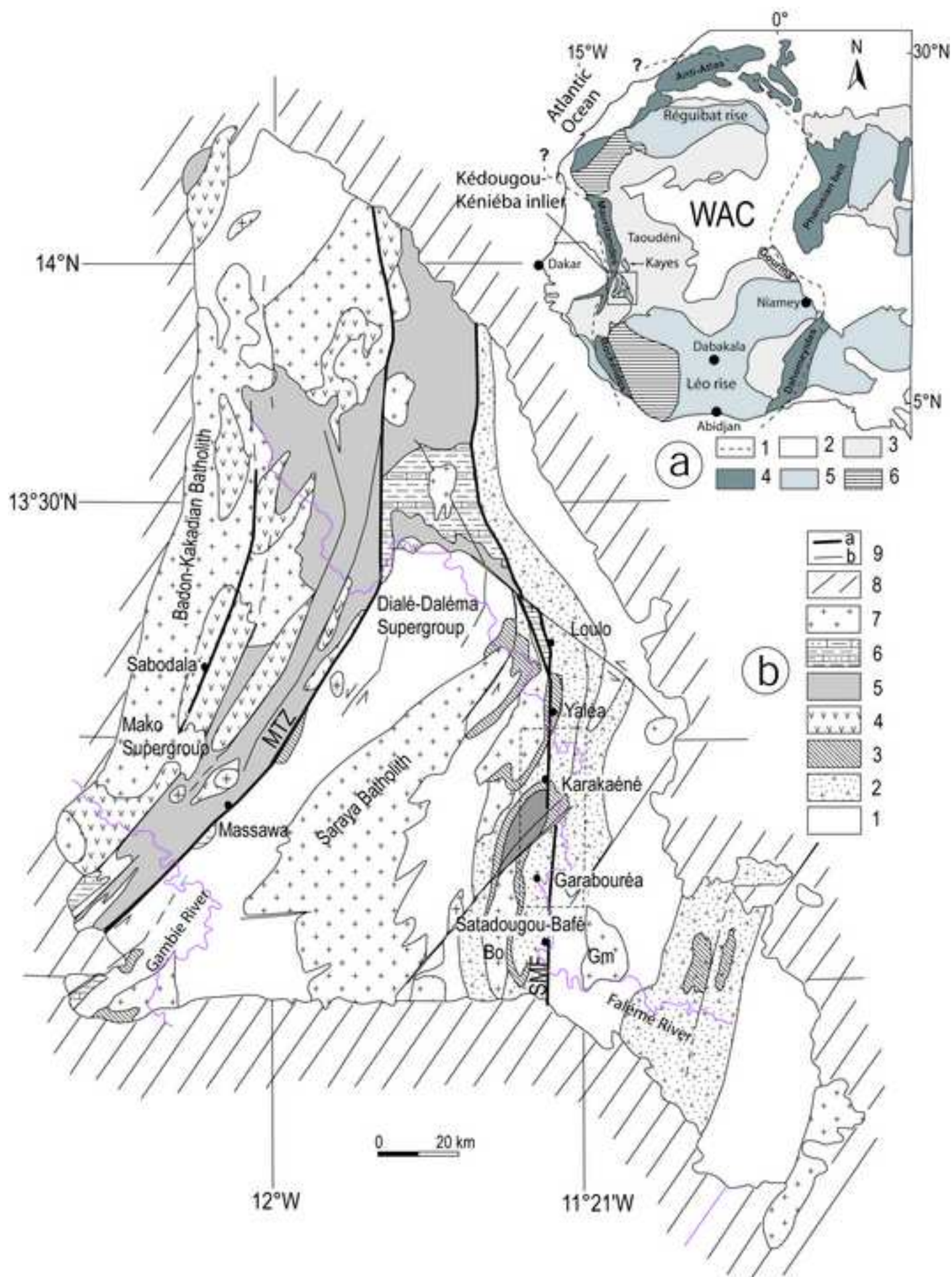
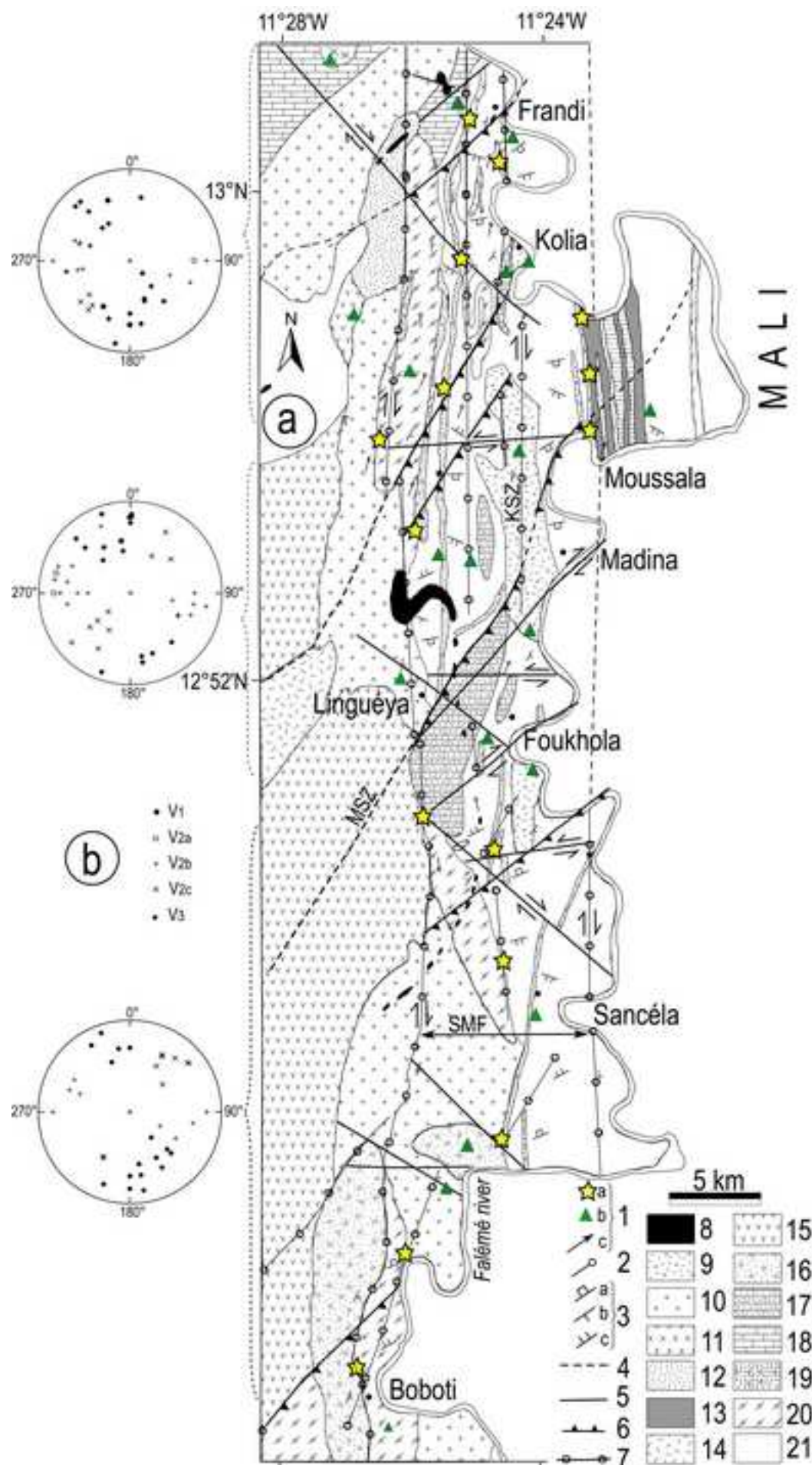


Figure2

[Click here to download high resolution image](#)



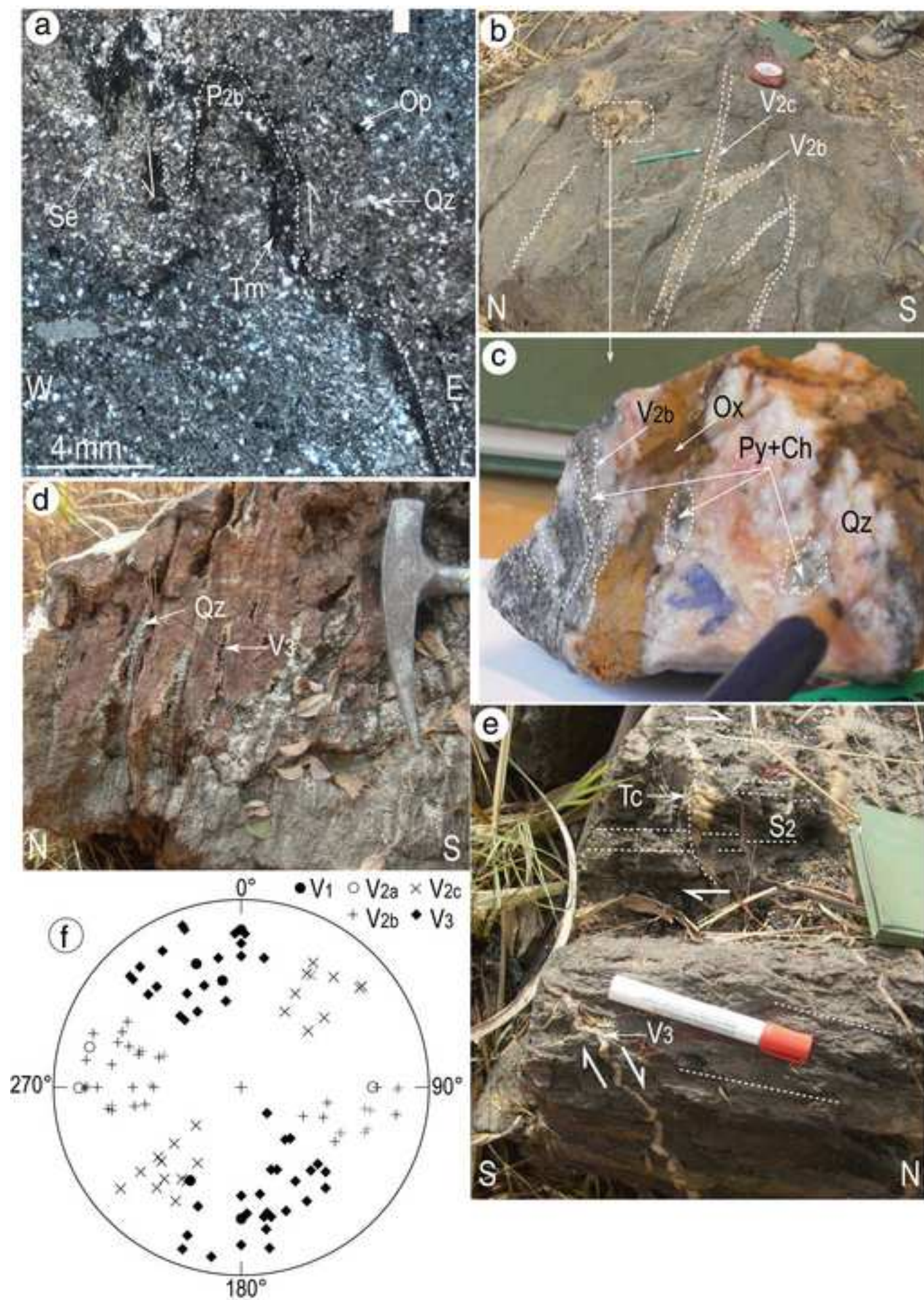


[Click here to download high resolution image](#)





**Figure4**  
[Click here to download high resolution image](#)





**Figure5**  
[Click here to download high resolution image](#)

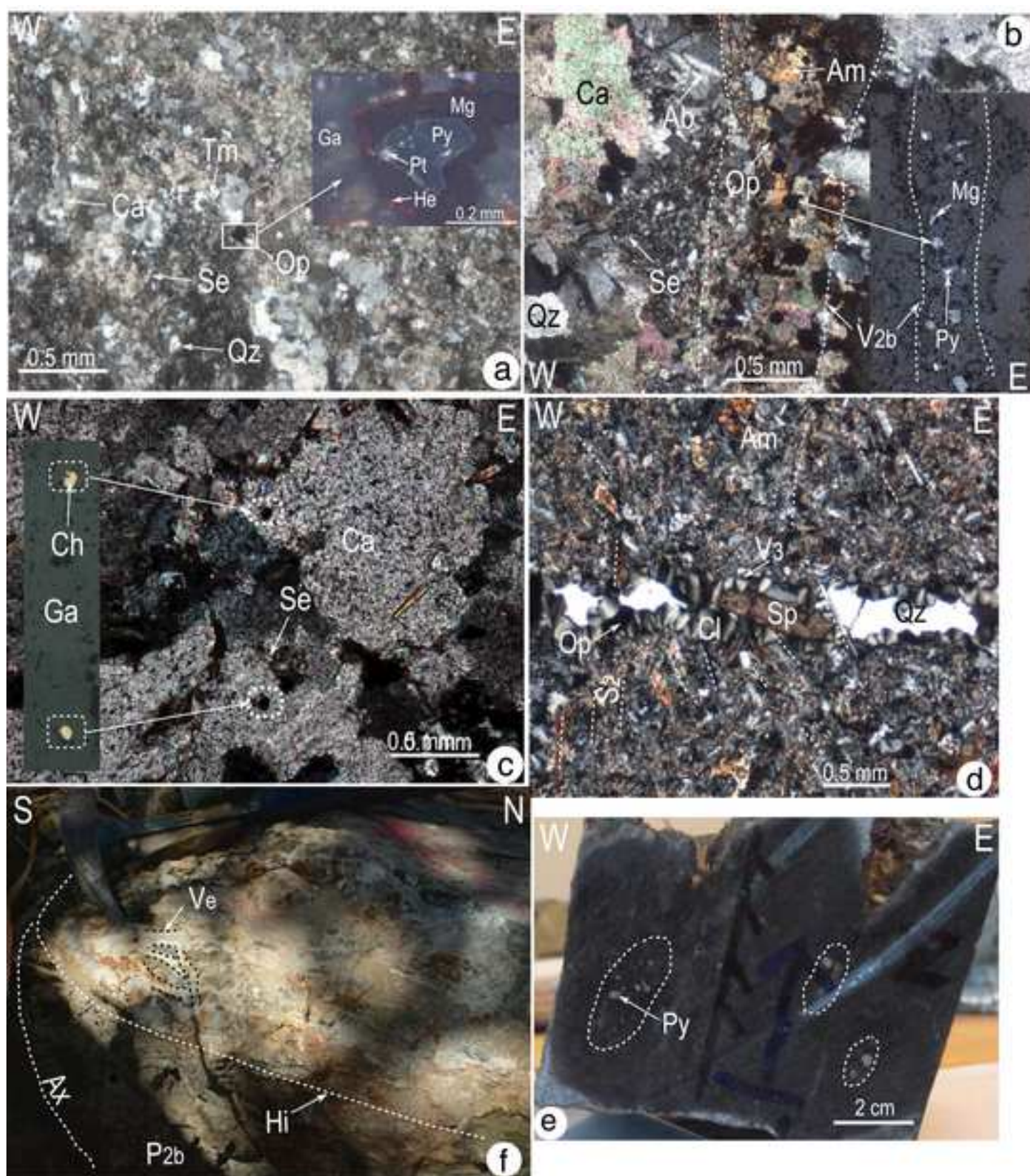




Figure6  
[Click here to download high resolution image](#)

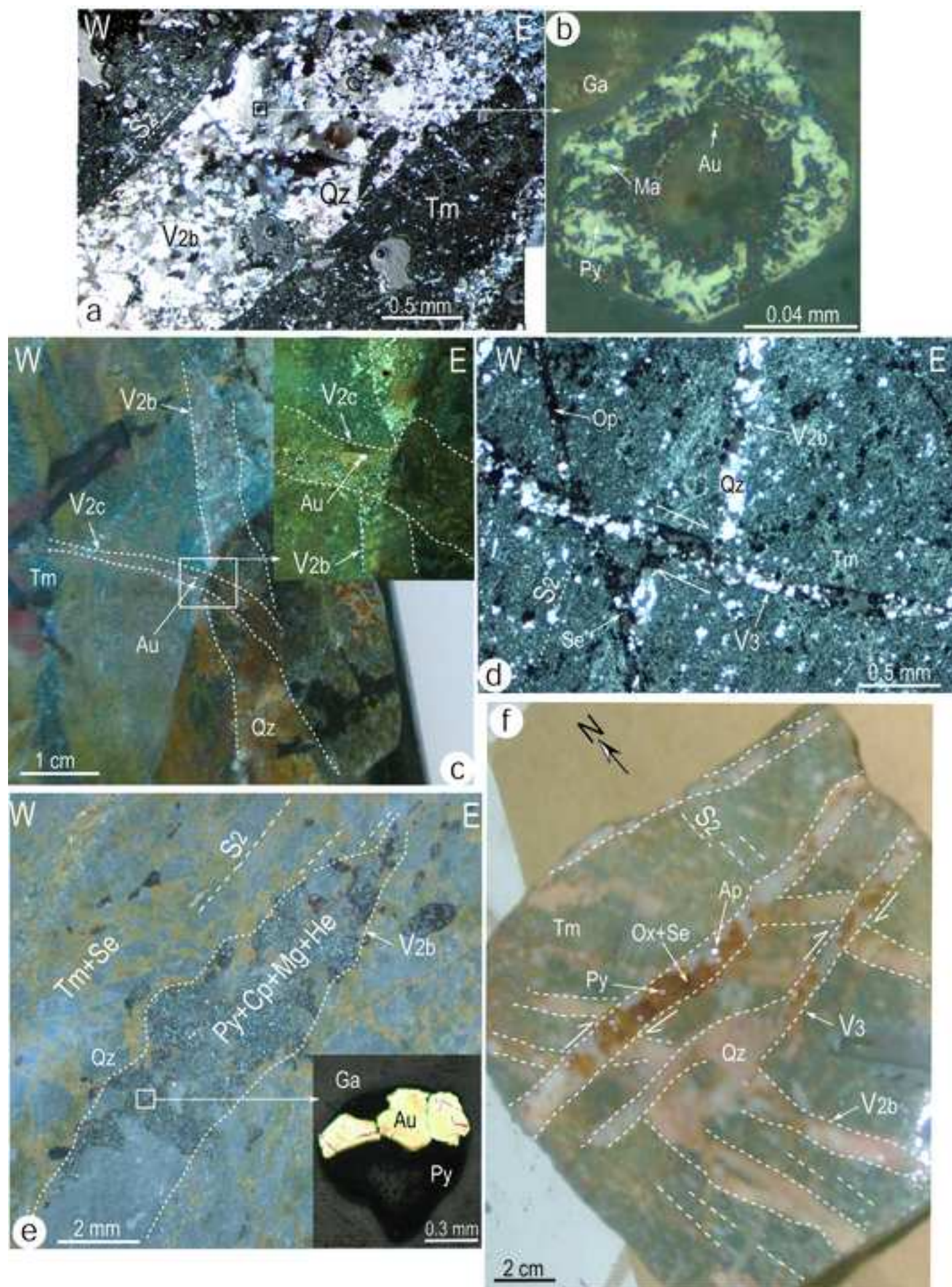




Figure7

[Click here to download high resolution image](#)

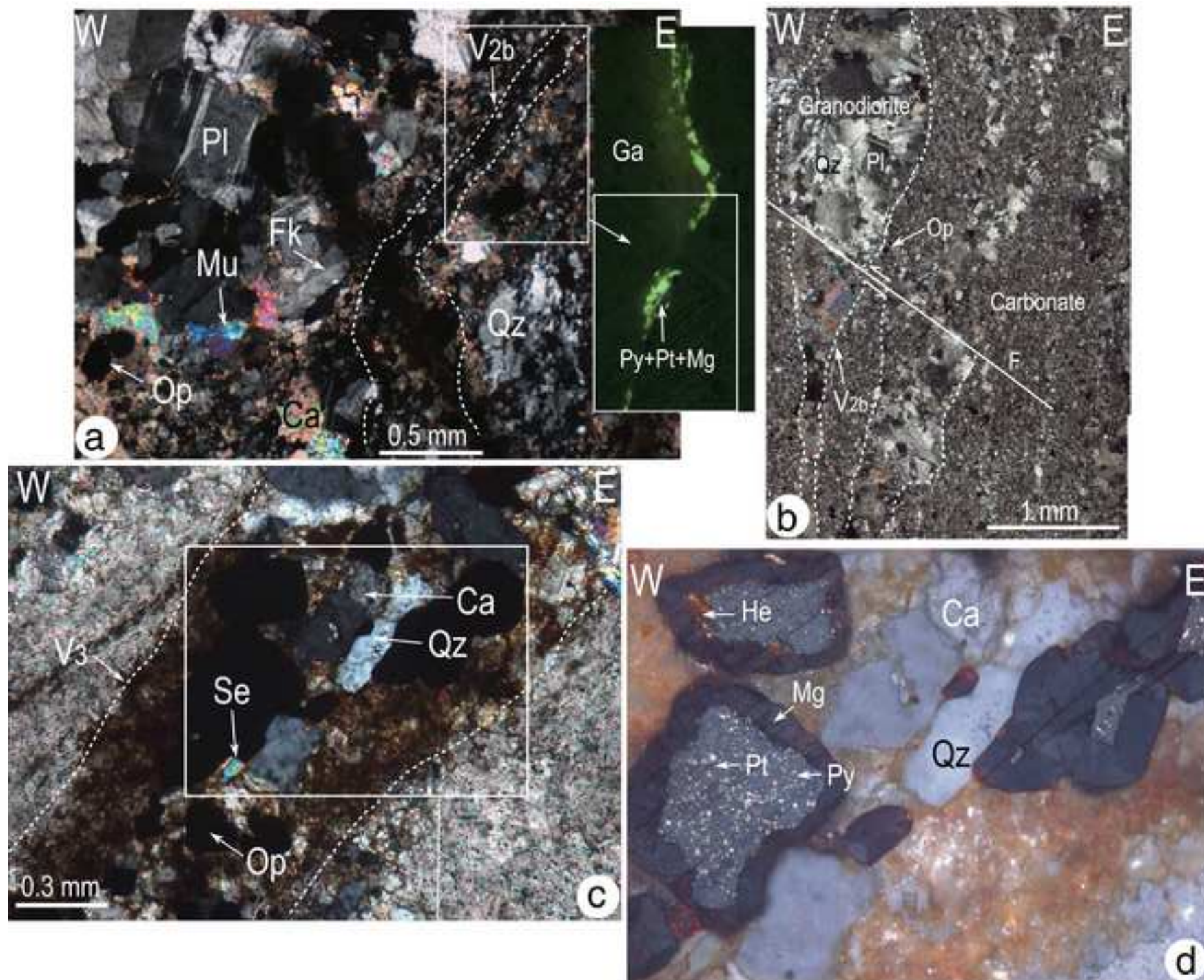
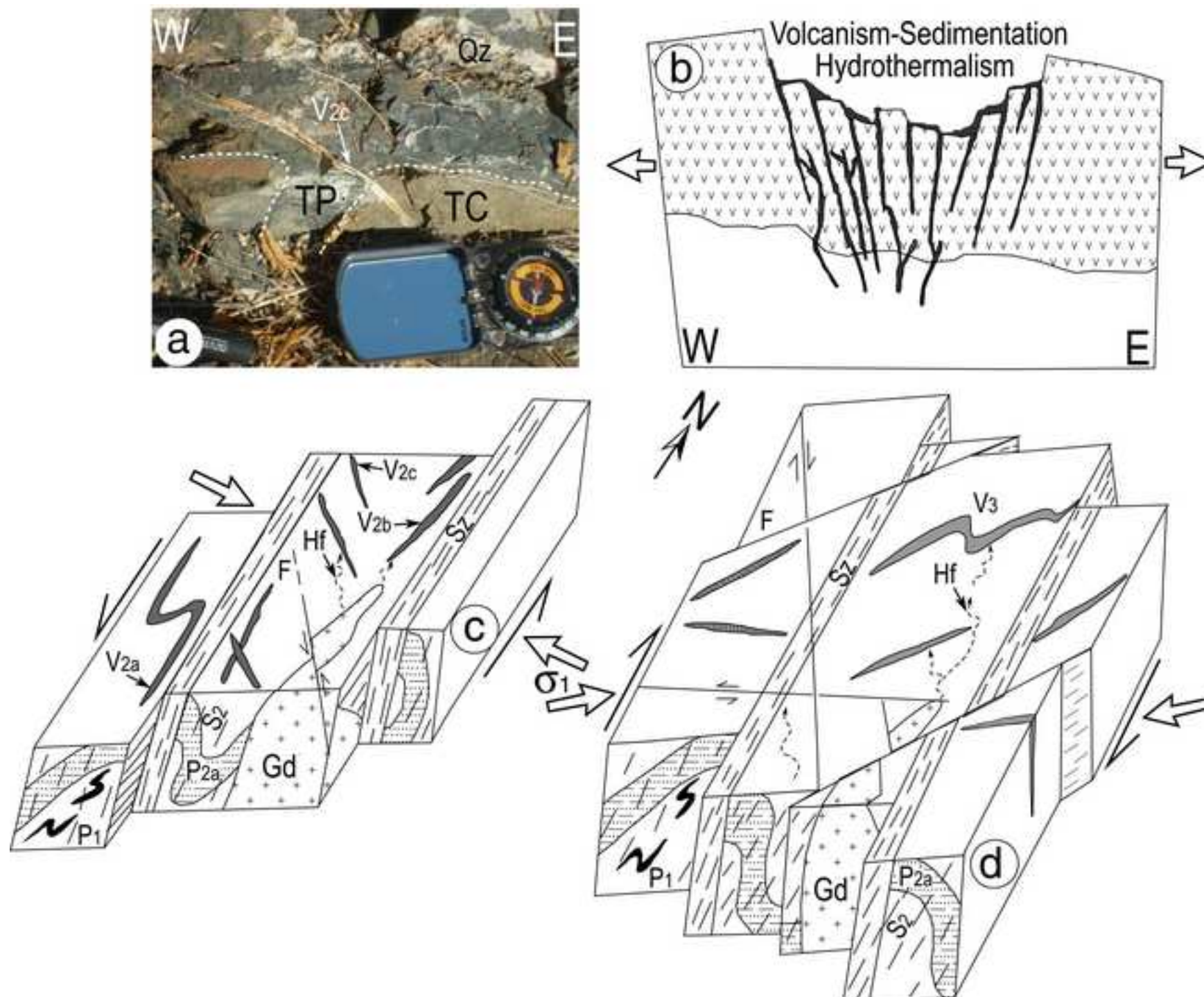




Figure8  
[Click here to download high resolution image](#)



## Repository

### A complement to the background document

The further information that we present here constitutes a supplement of data to the background document. It makes it possible. It enables us to bring additional information and illustrations which could not be inserted into the basic manuscript. This complement is provided in the form of figures (1 to 5) followed by captions. Some comments relative to these figures are given below.

### Comments

Figure 1 is an illustration of the first stratiform and diffuse phase of mineralization recorded in the basic sediments. Here this syn-sedimentary mineralization shows oxides and sulphides laid out according to the primary bedding ( $S_0$ ) and associated mainly with quartz, sericite, calcite and tourmaline. It is sometimes affected by the plate tectonic events such as the normal faults related to the ante- $D_1$  extensive event (Fig. 1c), the crumpling or the foliation of the  $D_2$  event (Fig. 1c,d). Moreover, the alteration of magnetite into pyrite in oxidizing medium, illustrated by figure 1e, is favourable to the genesis of gold.

Figure 2 illustrates mineralization in the volcanic rocks. In the andesites, diffuse mineralization is expressed mainly by magnetite coming most probably from the transformation of the ferromagnesian minerals (Fig. 2a,b). These diffuse opaques are flattened and stretched along the direction of  $S_2$  major foliation (Fig. 2b). In addition, a secondary mineralization with pyrite, magnetite is located in the  $V_2$  veins (Fig. 2c,d) cross-cutting the mesostase. In the rhyodacites, the  $V_2$  veins are primarily filled with chlorite (Fig. 2e). This second phase of mineralization is also expressed in the  $V_{2c}$  veins of the microdiorites (Fig. 2f), the greywackes (Fig. 3a,b) and of the tourmalinized quartzites (Fig. 3c). It is primarily associated with quartz, sericite, calcite and chlorite. In the granodiorites the opaque ones are primarily made of magnetite coming from the destabilization of the minerals ferromagnésiens (Fig. 4a,b,c,d). On figure 4a,c biotite is partially transformed into magnetite. Magnetite also appears in the form of radiate crown around a ferromagnesian mineral which would be probably of amphibole. The granodiorites are low in mineralization here just as close carbonates (Fig. 4e). One notes on this image, in natural light (Fig. 4e), a lack of opaque in the granitoids and carbonates. On the other hand, the micaschists close to carbonates are strongly injected by mineral-bearing hydrothermal fluids, located in the  $V_{2b}$  veins where they are associated with sericite, chlorite, calcite and quartz. It is probable that the granitoids take part in the concentration of mineralization in the veins of the favorable host formations such as the micaschists.

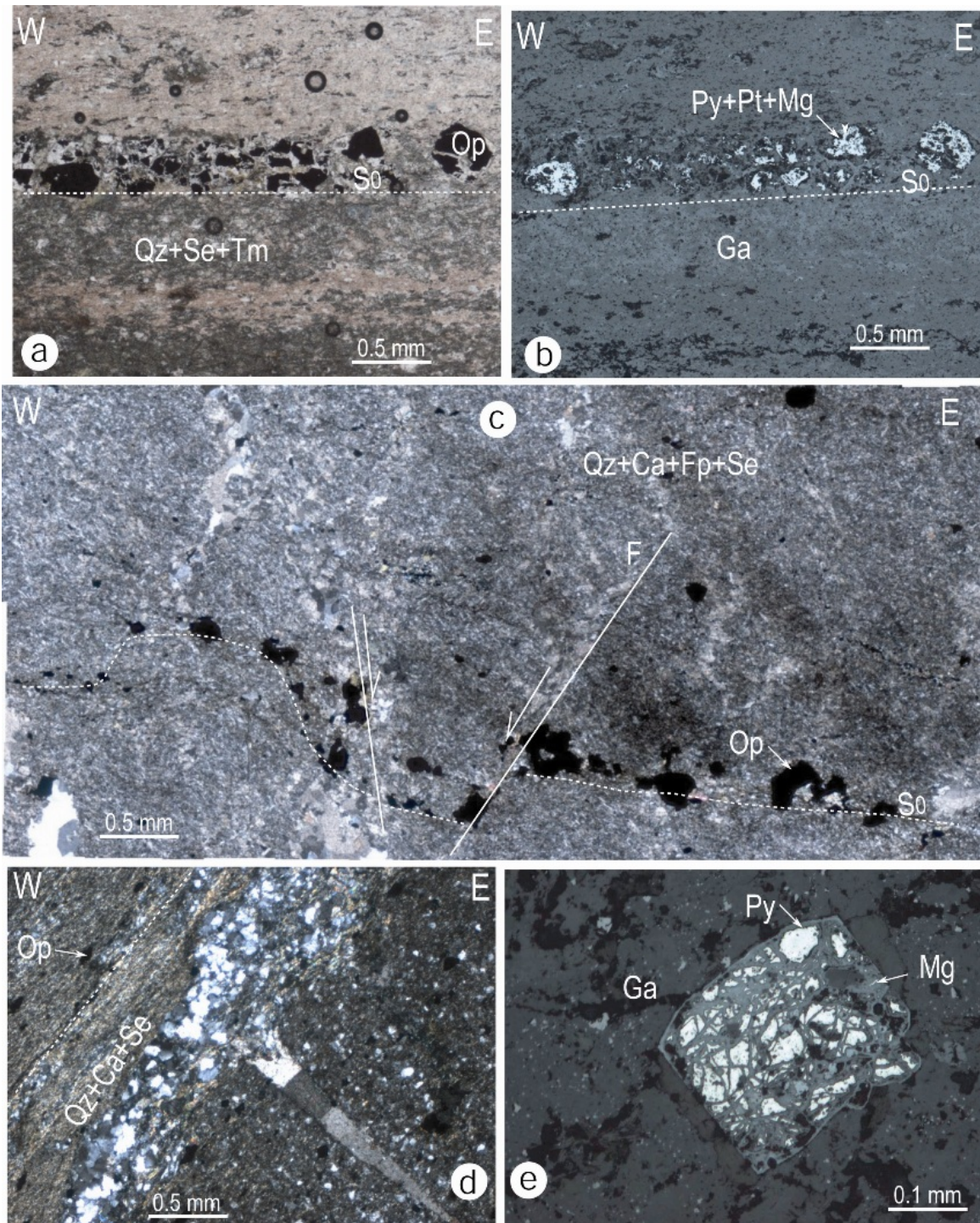
In the albitites, we can note the presence of the oriented N45° V<sub>3</sub> veins (Fig. 3d), filled with opaque, calcite, albite, quartz and of sericite. These V<sub>3</sub> veins are associated with a third phase of gold-bearing mineralization. This phase of mineralization was also identified in the other petrographic facies of the study area. It is mainly controlled by the structures of the D<sub>3</sub> deformation.

Thus, we can retain that our study area is characterized by three phases of gold bearing mineralizations in keeping with the Eburnean thermo-tectonics events affecting these Birimian (Palaeoproterozoic) formations. A syn-sedimentary ante-D<sub>1</sub> stratiform to diffuse phase of mineralization and two phases syn- to late- orogenic D<sub>2</sub>/D<sub>3</sub>, controlled by silico-carbonated stockworks, are located in veins (V<sub>2</sub>, V<sub>3</sub>), shear zones and in the hinges of the P<sub>2</sub> folds. The fact that mineralization is more frequent in the V<sub>2b</sub> veins can be probably due to the post- Birimian magmatic event dated at 1124±24 Ma (K/Ar method) on plagioclase (Blot, 1980). This magmatism, at the origin of the emplacement of the doleritic dyke swarm, injected along the N20° oriented Eburnean faults, could probably take part in the Re-concentration of mineralizations along these structures (Fig. 5a,b,c).

#### **Reference:**

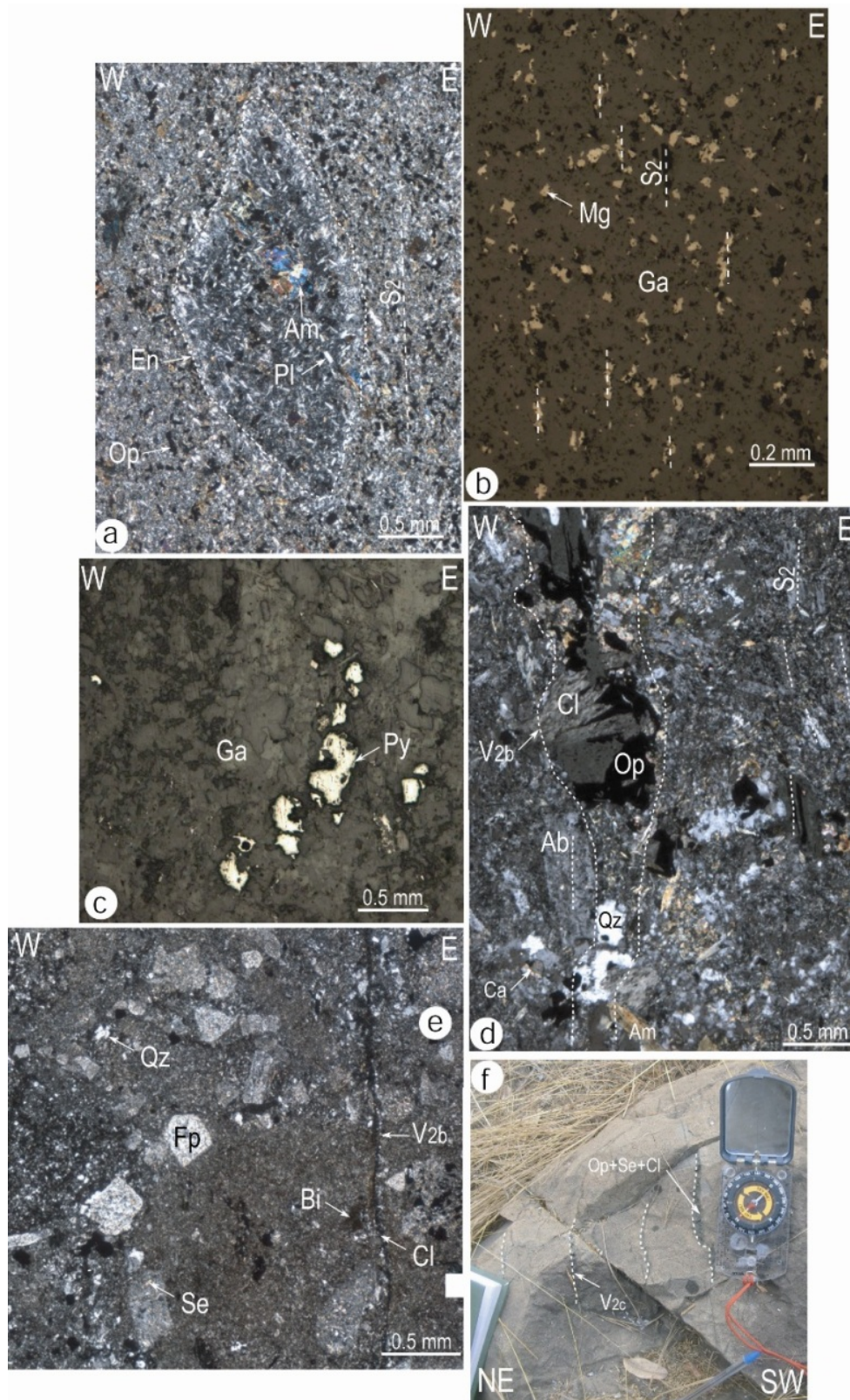
Blot, A., 1980. L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. *Trav. et Doc. ORSTOM*, n° 114, 434 p.



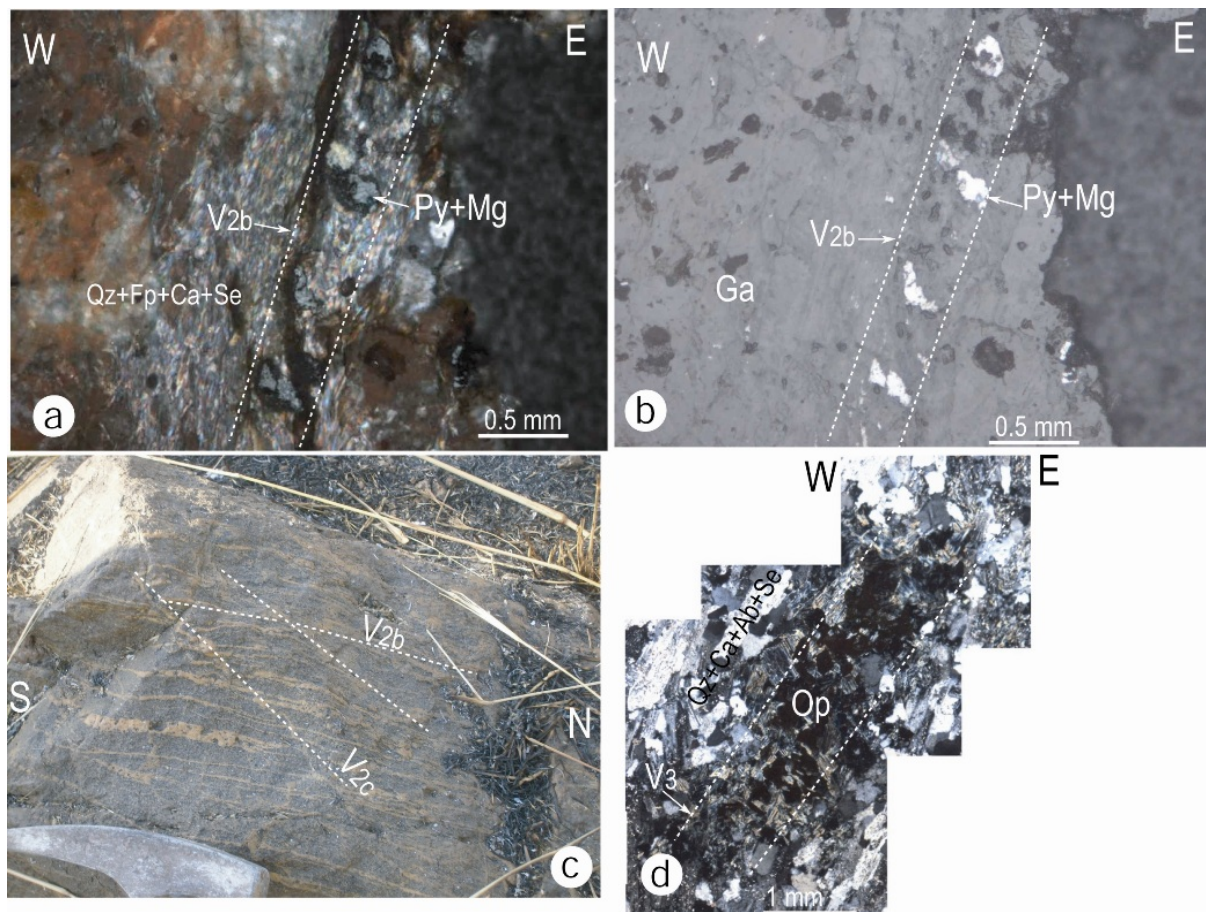


**Fig. 1 :** Stratiform mineralization and alteration of magnetite into pyrite. **(a)** Opaques (Op) oriented along the  $S_0$  stratification in the pelites, **(b)** in reflected light, they are mainly made up of pyrite (Py), pyrrhotite (Pt) and magnetite (Mg). In the greywackes **(c)**, these bedded opaques are affected by normal faults (F) and are slightly folded. **(d)** They can also be diffuse and stretched within the the metasedimentary rocks matrix, as shown here in the pelites. **(e)** In reflected light, magnetite is often transformed into pyrite. Ca calcite; F: Fault; Fp: feldspars; Ga: gangues; Qz: quartz; Se: sericite; Tm: tourmaline.



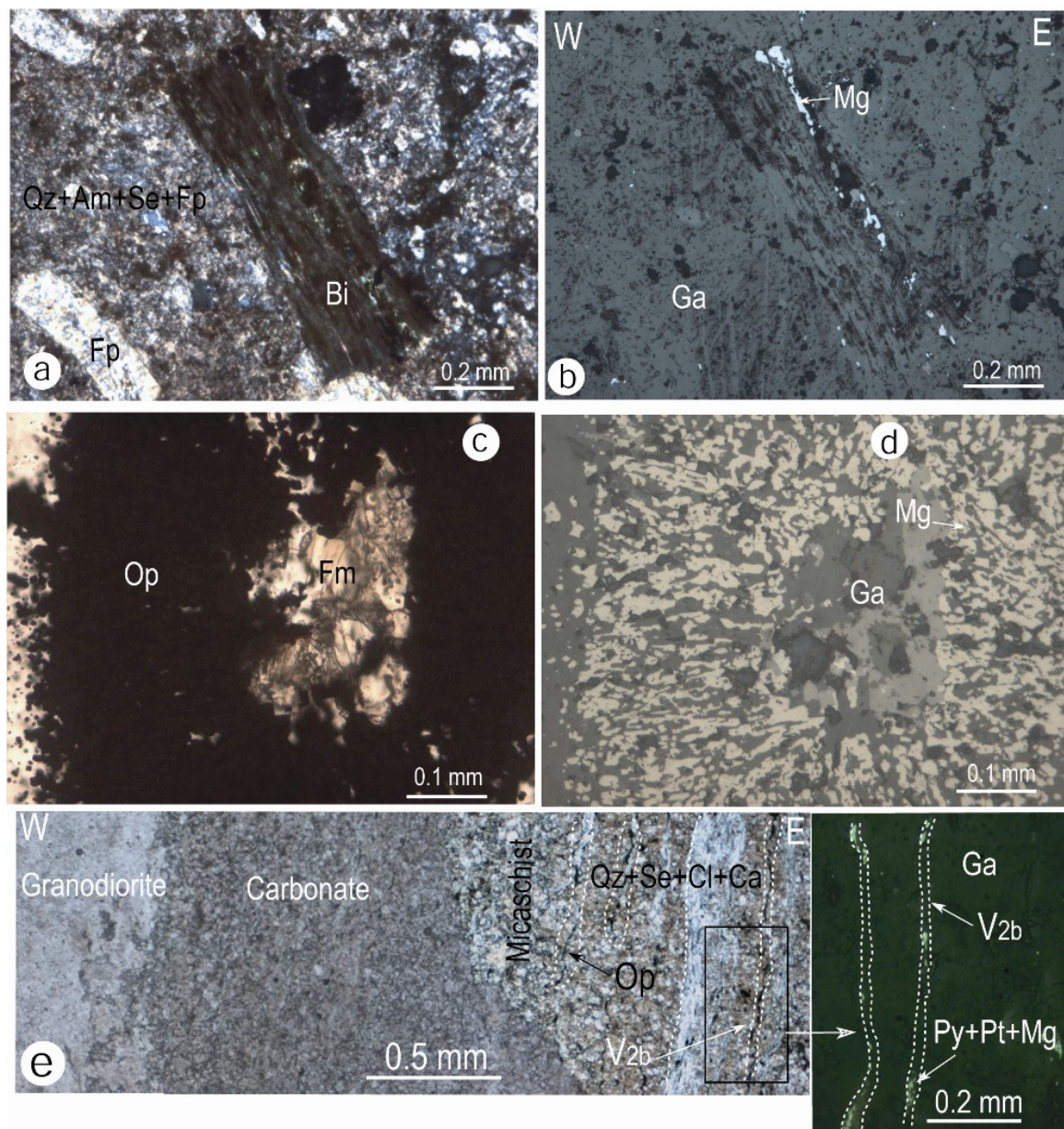


**Fig. 2 :** Mineralization in the volcanic rocks. (a) andesite with doleritic enclave (En) and opaque minerals along with the direction of major schistosity  $S_2$ . The opaques consist of magnetite (b) and pyrite (c), the latter is localised in the  $V_2$  veins (c,d). (e) In the rhyodacites, the opaques primarily made up of magnetite are dispersed in the mesostase and the  $V_2$  veins are filled with chlorite (Cl). (f)  $V_{2c}$  veins with chlorite and opaques also cross-cut the microdiorites. Ab: albite; Am: amphibole; Bi: biotite; Pl: plagioclase.

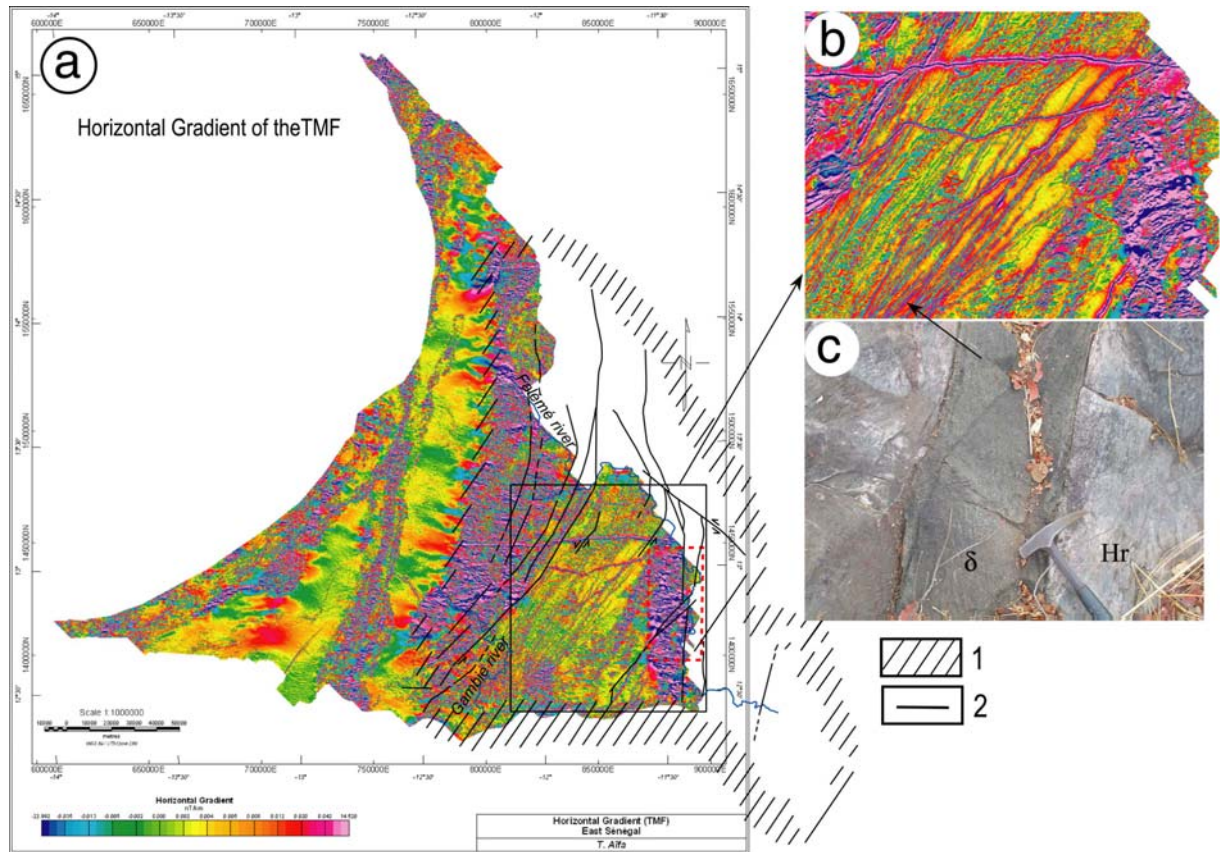


**Fig. 3 :** Veins and mineralization. Greywackes observed in polarized (a) and natural reflected light (b), showing a V<sub>2b</sub> vein mainly filled with pyrite, magnetite, sericite and quartz. (c) tourmalinized quartzites showing silico-carbonated veins with V<sub>2b</sub>, cross-cut by V<sub>2c</sub>. (d) Association of 4 microphotos of a thin section of albitite showing the provision of opaques following a N45° oriented V<sub>3</sub> vein.





**Fig. 4 :** Mineralization in the granitoids. The opaques noted in the granitoids (a) are mainly made up of magnetite (b) coming from the destabilization of the ferromagnesian minerals, such as biotite (Bi). (c) ferromagnesian mineral (Fm) observed under a polarizing microscope in natural light, with a rim destabilized into opaques, (d) mainly made up of magnetite in reflected light. (e) the carbonates located in the immediate vicinity of the granodiorites are low in sulphides. The latter are rather concentrated in the  $V_{2b}$  veins located in the close micaschists.



**Fig. 5 :** (a) image of the gradient of the total magnetic field of the KKI (Sénégal) showing the doleritic dyke swarm subsequently cross-cutting the Birimian formations. The red dotted rectangle represents the study area. (b) details of the NE zone showing the doleritic dyke swarm emplacement along the N20° oriented faults. (c) image of a dolerite dyke (δ) cross-cutting the carbonated sediments (Hr). 1: limits of the KKI, 2: major faults.





**ANNEXE 4**

**VU : Le 29 /03/ 2011**

**VU :**

**Le Directeur de Thèse**

**Le Responsable de l'École Doctorale**

AïFA Tahar



**Codirecteur de Thèse**

NGOM Papa Malick



**VU pour autorisation de soutenance**

**Rennes, le**

**Le Président de l'Université de Rennes 1**

**Guy CATHELINEAU**

**VU après soutenance pour autorisation de publication :**

**Le Président de Jury,  
(Nom et Prénom)**